



COURS COMPLET

DE

MÉTÉOROLOGIE

AVIS AU LECTEUR

Dans ce livre toutes les mesures sont métriqnes, et tous les degrés du thermomètre centigrades; les degrés positifs ne sont précédés d'aucun signe; les degrés négatifs sont précédés du signe — (moins). — La circonférence est supposée divisée en 360 parties égales. — Tout nombre placé à la droite d'une virgule exprime des décimales de l'unité qui précède la virgule. — Les longitudes sont comptées à partir du méridien de Paris.

PARIS. — IMP. SIMON RAÇON ET COMP., RUE D'ERFURTH, 1.

COURS COMPLET

DE

MÉTÉOROLOGIE

DE L. F. KAEMTZ

PROFESSEUR DE PHYSIQUE A L'UNIVERSITÉ DE HALLE

TRADUIT ET ANNOTÉ

PAR CH. MARTINS

PROFESSEUR AGRÉGÉ D'HISTOIRE NATURELLE A LA FACULTÉ DE MÉDECINE DE PARIS

AVEC UN APPENDICE

CONTENANT

LA REPRÉSENTATION GRAPHIQUE DES TABLEAUX NUMÉRIQUES

PAR L. LALANNE

INGÉNIEUR DES PONTS ET CHAUSSÉES



PARIS

ADOLPHE DELAHAYS, LIBRAIRE-ÉDITEUR

4-6, RUE VOLTAIRE, 4-6

1858







HALO VU A PITEÅ EN SUÈDE

le 4 Octobre 1839



PRÉFACE DU TRADUCTEUR

Il n'existe point dans notre langue de cours complet de météorologie qui résume l'état de nos connaissances actuelles sur ce sujet. Dans les traités de physique, la partie météorologique est nécessairement subordonnée à la science qui fait l'objet principal de l'ouvrage. On y considère surtout les phénomènes atmosphériques qui se rattachent à la physique proprement dite, et un grand nombre de faits ne sauraient y trouver place. J'ai donc cru pouvoir être utile aux observateurs français qui s'occupent des modifications de l'atmosphère en traduisant l'ouvrage que M. le professeur Kaemtz a publié à Halle, en 1840, sous ce titre : *Vorlesungen über Meteorologie*, in-8°, 591 pages. Ce livre m'a semblé le meilleur de tous ceux qui ont paru à l'étranger. L'auteur se trouvait en effet dans les conditions les plus favorables pour faire un bon cours de météorologie. Observateur habile et infatigable, il a entrepris et continué à Halle, presque sans aide, une série barométrique, thermométrique et psychrométrique qui comprend près de dix années consécutives. Non content d'étudier les changements de l'atmosphère dans les plaines de l'Allemagne, il a séjourné sur le Rigi, en Suisse, à dix-huit cent dix mètres au-dessus de la mer, du 27 mai au 24 juin 1832, et sur le Faulhorn, à deux mille six cent soixante-onze mètres, du 11 septembre au 5 octobre de la même année. En 1833, il observa de nouveau sur le Rigi, pendant le mois de juin, et du 11 août au 19 septembre sur le Faulhorn. Dans l'été de 1837, il fixa sa résidence à Deep, près Treptow, sur les bords de la Baltique, pour apprécier l'influence

de la mer et contrôler la série météorologique comprenant une année d'observations faites à Apenrade, en Danemark, par M. Neuber. On voit par ces détails que l'auteur avait étudié par lui-même et dans les circonstances les plus variées le cours régulier des phénomènes atmosphériques. Il ne lui restait plus qu'à connaître les travaux des autres et à consulter des documents immenses, mais épars, dispersés dans des livres écrits sur les sujets les plus variés et souvent les plus étrangers à la météorologie. Ici encore l'auteur était armé de toutes pièces; car, avant d'écrire son cours, il avait publié un grand *Traité de Météorologie* plein d'érudition et de recherches originales (*Lehrbuch der Meteorologie*, 3 vol. in-8°, 1831 à 1836). Cet ouvrage, pour lequel toutes les sources ont été consultées et mises à profit, est certainement le traité le plus complet qui existe; mais le nombre considérable de faits qui y sont accumulés, l'usage fréquent des notations algébriques, le manque de divisions et de subdivisions, en font peut-être un livre plutôt utile à consulter que facile à lire. Toutefois on comprend combien un pareil travail a dû contribuer à la perfection de celui qui l'a suivi et dont nous offrons la traduction au public français. Non content de pratiquer la météorologie et de l'étudier dans les livres, M. Kaemtz a professé cette science pendant plusieurs années à l'université de Halle, et l'expérience du professeur s'est ajoutée à celle du savant et de l'observateur. C'est ainsi préparé que M. Kaemtz a écrit son *Cours de Météorologie*, qui offre un résumé élémentaire, mais complet, de cette science. Nommé professeur à l'université de Dorpat depuis quelques années, il a pu se livrer depuis à l'étude des basses températures, des aurores boréales, et de tous les phénomènes optiques de l'atmosphère qui sont si caractérisés dans les régions du Nord.

Pour traduire et annoter cet ouvrage, il eût été désirable que le traducteur réunît la plupart des conditions de succès que l'auteur possédait à un si haut degré : cette tâche, en effet, eût été difficile à un homme complétement étranger à la météorologie pratique et aux phénomènes dont elle s'occupe. Mais, dans les deux voyages de la *Recherche* en Norvége et au Spitz-

berg pendant les années 1838 et 1839, le traducteur a eu l'avantage de prendre part à tous les travaux météorologiques de la commission scientifique dont il faisait partie. Dans ces deux voyages, il a eu l'occasion de manier les instruments, d'observer les aurores boréales, les halos, les anthélites, les phénomènes crépusculaires dans toute leur beauté; il a pu apprécier l'influence du climat sur la limite des neiges perpétuelles, les glaciers qui en descendent et la végétation qui les entoure. Dans l'hiver qui a séparé les deux expéditions, il a fait à Paris, avec M. le commandant Delcros, une série météorologique d'heure en heure, jour et nuit, correspondant à une partie de la série hivernale de MM. Lottin, Lilliehook, Bravais et Siljestroem, à Bosekop, en Finmark, sous le 70e degré de latitude. Enfin, dans le but de comparer les phénomènes atmosphériques des contrées boréales avec ceux d'un climat analogue des latitudes moyennes résultant d'une grande élévation au-dessus du niveau de la mer, il a habité avec M. Bravais, du 16 juillet au 8 août 1841, cette même auberge du Faulhorn, où M. Kaemtz avait déjà passé deux étés.

Dans les notes de l'ouvrage, je me suis attaché principalement à compléter autant que possible le livre de M. Kaemtz, en y ajoutant les extraits des travaux français et étrangers les plus marquants qui ont paru depuis la publication de son livre ou qui lui avaient échappé. Pour cela, j'ai consulté surtout les *Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences de Paris* de 1835 à 1842; l'*Annuaire du bureau des Longitudes* depuis 1823; les *Annales de Chimie et de Physique* depuis 1830; celles de Poggendorff depuis 1838; l'*Annuaire* que M. Schumacher publie depuis 1837; les *Mémoires de l'Académie des Sciences de Bruxelles*, etc., etc.

Outre ces travaux imprimés, j'ai pu encore faire connaître un assez grand nombre de faits nouveaux et inédits. Je dois la plupart d'entre eux à l'amitié désintéressée de M. A. Bravais, qui m'a communiqué tous les résultats qu'il a eu le temps de déduire des observations de la commission du Nord, et de celles qu'il a faites sur le Faulhorn avec M. Peltier et moi. Dans

quelques notes, il a exposé plusieurs théories délicates d'optique atmosphérique : elles sont distinguées des miennes par la lettre B.

Je n'ai pas été aidé moins puissamment par mon ami M. Léon Lalanne, ingénieur des ponts et chaussées. Il a représenté d'une manière graphique quarante-deux tableaux numériques sur cent treize d'après le système ordinaire de deux coordonnées rectangulaires et, d'après un autre système, à trois coordonnées, dont il a le premier généralisé l'usage et dont les principes sont exposés dans l'appendice. Ces représentations graphiques sont un service immense rendu à la météorologie ; car elles ont le triple avantage de peindre aux yeux les résultats numériques, de représenter les lois dont ils sont l'expression, et de faire voir, par l'irrégularité de certaines courbes, quelles sont celles qui ne représentent pas les lois naturelles et réclament un nombre d'observations plus considérable. M. Lalanne a de plus dirigé les longs calculs nécessaires pour transformer les tables en mesures décimales. Tous ces calculs, ayant été faits deux fois et vérifiés avec soin, on peut compter sur leur exactitude. Ainsi donc, si cette traduction a quelque avantage sur l'original, c'est surtout à mes deux amis, MM. Bravais et Lalanne, que j'en rapporte l'honneur, et je suis heureux de leur témoigner ici ma gratitude pour leur active collaboration.

Il me reste à signaler les substitutions que j'ai cru devoir faire dans le courant de l'ouvrage et dans les planches qui l'accompagnent. Le texte de l'auteur a toujours été respecté ; j'ai seulement remplacé quelques tableaux numériques par d'autres qui étaient plus complets ou plus exacts.

La table des *minima* de température observés en divers lieux (p. 155) a été augmentée en ajoutant les villes de Charlestown, Athènes, Washington, Montpellier, Nice, Pise, Lucques, Florence, Camajore, Bologne, Bangor (États-Unis), Turin, Milan, Montreal, Paris et Bosekop. Dans celle des *maxima* de température (p. 156), j'ai intercalé Catane, Palerme, Naples, Pavie, Pise, Nice, Cagliari, Lucques, Bologne, Turin, Vérone, Milan et Paris.

Le tableau des températures moyennes d'un grand nombre de villes donné par M. Kaemtz renfermait cent quarante et un points ; je lui ai substitué (p. 164) celui de M. Mahlmann, publié par M. de Humboldt dans le troisième volume de son ouvrage sur l'Asie centrale intitulé : *Recherches sur les chaînes de montagnes et la climatologie comparée.* Ce tableau contient la température moyenne et saisonnière, ainsi que la température du mois le plus chaud et du mois le plus froid, pour trois cent cinq points des deux hémisphères. J'ai aussi remplacé (p. 215) le petit tableau de la limite des neiges perpétuelles à différentes latitudes qu'on trouve dans le livre allemand par celui que M. de Humboldt a donné dans le même ouvrage.

La table pour la réduction du baromètre à zéro de M. Kaemtz n'allait que de 540 à 778 millimètres; je lui ai substitué (p. 225) celle de M. Delcros, qui s'étend de 400 à 800 millimètres, afin qu'elle puisse servir aux personnes qui s'occupent de la détermination des hauteurs par le baromètre. A la page 228, j'ai intercalé un petit paragraphe sur la correction du baromètre due à l'action capillaire, et j'ai ajouté la table que M. Delcros a construite pour faire cette correction si importante lorsque l'on veut connaître exactement le poids de l'atmosphère. Le chapitre qui traite de la hauteur du baromètre au bord de la mer a été complété (p. 258) par un tableau où MM. Schouw et Poggendorff ont donné cette hauteur pour un grand nombre de points. Le paragraphe de l'influence des vents sur les différences de niveau calculées par le baromètre a été remplacé par celui que M. Kaemtz a donné dans sa préface comme offrant des résultats plus conformes à la vérité. Telles sont les substitutions que je me suis permises dans le texte; elles sont une conséquence nécessaire des progrès de la météorologie. A l'imitation du livre allemand, j'ai imprimé les noms d'hommes en caractères différents de ceux du texte courant. On trouvera à la fin de ce livre une liste alphabétique de ces noms, qui facilitera la recherche des faits ou des théories dont la mémoire la plus fidèle n'a souvent retenu que le nom de l'auteur.

M. Lalanne ayant représenté d'une manière graphique la plupart des tableaux, j'ai remplacé la planche I du texte allemand par celle du frontispice qui représente un halo que j'ai observé en Suède avec M. Bravais. Il nous a paru digne d'être reproduit parce qu'il présente l'ensemble des cercles et des arcs que l'on a le plus souvent observés et que la théorie explique. On trouvera à la page 400 une note où cette figure est mise en rapport avec la projection d'un halo complet donnée par M. Kaemtz. (Pl. V, fig. 3.)

La planche II du livre allemand était en partie occupée par des courbes ; je les ai remplacées par une figure d'ensemble et les détails du baromètre de Fortin modifié par M. Delcros, baromètre également propre aux observations météorologiques et aux nivellements.

La planche III, représentant les nuages, laissait beaucoup à désirer sous le point de vue de l'exécution : je l'ai fait refaire entièrement.

Les planches IV et V ont été fidèlement reproduites.

La planche VI de l'ouvrage original représente les lignes isothermes et isogéothermes de l'hémisphère boréal figurées sur une projection de Mercator. J'ai préféré donner les lignes isothermes seulement sur une projection polaire, ce qui a l'avantage de faire voir comment les courbes deviennent rentrantes dans les hautes latitudes et forment les deux pôles du froid.

INTRODUCTION

La météorologie est cette partie de la physique qui s'occupe des phénomènes et des modifications de l'atmosphère pour les analyser et en chercher l'explication. Plongés au fond de l'océan atmosphérique dont la terre est enveloppée, nous sommes témoins des changements qui s'y opèrent incessamment. Sereine ou couverte, froide ou chaude, calme ou agitée, l'atmosphère exerce une puissante influence sur tous les êtres organisés. Il n'est point d'homme qui ne se soit demandé quelle est la cause de ces variations continuelles. Ce n'est pas uniquement le désir de savoir qui le pousse à cette recherche; mais pour l'agriculteur, le marin, l'industriel, le médecin, ces questions sont souvent de la plus haute importance. Notre bien-être physique et moral dépend en grande partie de l'état atmosphérique. Quand le ciel reste couvert de sombres nuages pendant plusieurs semaines, l'humeur s'en ressent; mais l'esprit redevient serein dès que le soleil reparaît : de même aussi par les temps changeants, humides et froids, le nombre des malades est toujours plus considérable que pendant le beau temps.

Dès la plus haute antiquité, les hommes se sont occupés de rechercher les causes de ces variations. Cette étude a même précédé celle de la physique proprement dite, parce qu'elle embrasse les phénomènes les plus saillants du monde inorganique. Dans les ouvrages des Grecs et des Romains, on trouve une foule d'observations et de lois consignées avec soin. Chez toutes les nations, même les moins civilisées, les voyageurs ont rencontré quelques notions de météorologie. Il semblerait donc que cette science dût être parmi les plus avancées, puisque depuis des milliers d'années elle est l'objet des efforts de tant d'intelligences. Malheu-

reusement il n'en est point ainsi, et quelques lignes suffiront pour en donner la raison.

Le nombre des observations sur les modifications de l'atmosphère est sans doute considérable, mais ce sont toujours des *observations* dans le sens le plus restreint de ce mot. Nous observons le phénomène qui s'offre à nous; mais nous ne pouvons le modifier et le varier à notre gré. Nous ne saurions même le reproduire à volonté. En un mot, nous ne pouvons recourir à l'*expérience*. Nos moyens et nos forces sont beaucoup trop limités pour qu'il nous soit possible de produire les moindres modifications dans l'atmosphère. Nous en sommes réduits à enregistrer des faits; et, comme l'a très-bien dit **W. Herschell**, nous ressemblons à un homme qui entendrait çà et là quelques fragments d'une longue histoire racontée à des intervalles éloignés par un narrateur diffus et peu méthodique. En se rappelant ce qui précède, il peut rattacher quelquefois les événements antérieurs aux événements présents; mais une foule de lacunes, d'oublis et le manque de transitions l'empêchent de saisir l'ensemble du roman. S'il nous était loisible d'interrompre le narrateur, de lui demander des explications sur des contradictions apparentes, ou d'éclaircir nos doutes sur les points obscurs, alors nous aurions l'espoir d'arriver à une vue générale. Ces questions que nous voudrions adresser à la nature, ce sont précisément les expériences dont on est privé dans la science des modifications atmosphériques.

Réduite à l'observation, la météorologie ne saurait marcher d'un pas égal à celui des autres branches de la physique Pour arriver à établir des lois, nous sommes forcés d'enregistrer une longue série de faits semblables en apparence, pour en tirer quelques résultats généraux. Ceux-ci une fois obtenus, nous passons à l'étude des variations isolées : nous savons, par exemple, que le baromètre oscille sans cesse, qu'il ne monte jamais que pour redescendre ensuite. Nous remarquons une certaine liaison entre l'état de l'atmosphère et ces variations de la pression atmosphérique. Mais, de même que le baromètre est toujours en mouvement, de même la température ne s'élève pas uniformément depuis le degré le plus froid de l'hiver jusqu'au moment le plus chaud de l'été. Ainsi des journées froides ou chaudes, eu égard à la saison, viennent interrompre cette marche régulière. Sachant que le poids et par conséquent l'équilibre des différentes couches atmosphériques changent avec la température, nous pouvons nous demander si les oscillations barométriques

ne seraient pas liées à ces changements de température. Pour savoir si cette relation existe, on observa pendant longtemps le thermomètre et le baromètre à des heures déterminées et toujours les mêmes. On chercha combien de fois et de combien tous les deux avaient varié dans l'espace de vingt-quatre heures : puis, groupant séparément les observations dans lesquelles le baromètre avait monté ou baissé, et les comparant aux variations thermométriques correspondantes, on trouva que les deux phénomènes étaient liés entre eux. Quand le baromètre monte d'une certaine quantité, le thermomètre baisse proportionnellement. Quand le baromètre baisse, le thermomètre monte.

Pour arriver à la connaissance des lois auxquelles obéissent les phénomènes atmosphériques, il faut non-seulement posséder un grand nombre d'observations, mais il est encore nécessaire de les combiner de telle sorte, que les lois générales soient dégagées de toutes les perturbations accidentelles. Ce sont celles-ci qui piquent le plus vivement notre curiosité, mais qu'il est aussi très-difficile d'expliquer. Quiconque a observé pendant quelque temps des instruments météorologiques et s'est efforcé d'en déduire des lois générales a dû trouver immanquablement que le résultat auquel il arrivait était en contradiction formelle avec les lois les mieux établies. Ainsi, en général, le thermomètre baisse quand le baromètre monte; mais que de fois on observe le contraire! Comment expliquer ces anomalies? Dira-t-on que la nature a ses caprices, nullement; car ces anomalies sont dues à l'action des mêmes causes qui déterminent les autres phénomènes. Un observateur isolé, de quelque persévérance et de quelque sagacité qu'on le suppose doué, ne saurait arriver à une explication plausible. C'est seulement en comparant ses observations à celles qu'on a faites sur d'autres points qu'il peut trouver un résultat satisfaisant.

Le météorologiste ayant besoin de comparer les observations faites sur des points fort distants, on prévoit combien d'obstacles s'opposent à ses recherches. Souvent ces observations n'existent pas; ou, si elles ont été faites, elles n'embrassent en général que l'Europe. Cependant, pour expliquer certaines perturbations générales, il faudrait posséder des observations d'un grand nombre de stations des quatre parties du monde, afin de voir quelles sont les causes qui ont amené ces perturbations. Nul phénomène n'est isolé : ainsi qu'on le verra dans le cours de cet ouvrage, il est toujours lié à ceux de l'atmosphère tout entière. Mais quel homme

pourrait se flatter de réunir toutes ces observations; et, s'il les possédait, aurait-il le temps de les combiner de manière à en extraire tous les résultats qu'elles contiennent? Des sociétés protégées par des gouvernements peuvent seules entreprendre cette tâche, et c'est dans l'association qu'est l'avenir de la météorologie.

Quelles que soient les difficultés qui se sont opposées jusqu'ici au développement de cette science, elle n'en a pas moins fait de notables progrès depuis la fin du siècle dernier, et maintenant elle marche d'un pas rapide et sûr. Les siècles futurs élèveront l'édifice dont nous avons jeté les bases, et l'on peut déjà dire avec certitude que le plan général est simple, et que sa complication apparente ne provient que de l'étroite liaison des parties entre elles, liaison si intime, qu'il est difficile de circonscrire les limites des phénomènes. Ces difficultés une fois écartées, la météorologie satisfait l'intelligence et provoque la curiosité. Présenter l'ensemble des lois et des faits les mieux constatés, tel est le but que nous nous sommes proposé dans cet ouvrage. Heureux si nous pouvons gagner quelques adeptes à une science qui ne saurait avancer que par le concours d'un grand nombre d'observateurs zélés et persévérants.

COURS COMPLET

DE

MÉTÉOROLOGIE

I

CONSIDÉRATIONS

SUR

LA MARCHE DE LA TEMPÉRATURE EN GÉNÉRAL.

L'étude de la météorologie, quelque superficielle qu'on la suppose, nous conduit immédiatement à reconnaître que la chaleur joue un rôle immense dans l'atmosphère comme dans tout le reste de la nature. Dès qu'on eut reconnu l'importance de cet agent, la science fit de rapides progrès. Les anciens physiciens ne méconnaissaient pas son influence, mais ils n'avaient pas su y rattacher l'ensemble des grands phénomènes atsmosphériques.

La nature intime de la chaleur nous échappe, nous ignorons quelles modifications se passent dans les corps dont la température augmente ; toutefois nous avons pu déduire de nos expériences les lois d'après lesquelles elle se propage et se distribue. Je ferai connaître les plus importantes d'entre elles dans le cours de cet ouvrage, et nous verrons

avec quelle facilité elles expliquent la plupart des perturbations atmosphériques.

DU THERMOMÈTRE. — Parmi les instruments au moyen desquels on peut étudier les changements de la température, le thermomètre occupe le premier rang. Imaginé vers la fin du seizième ou au commencement du dix-septième siècle, par **Galilée** suivant les uns ou **Drebbel** suivant les autres, il est encore l'un des instruments les plus importants de la physique. Il fait voir qu'en se réchauffant tous les corps augmentent de volume dans une proportion différente pour chacun d'eux. A peine visible dans les corps solides, cette dilatation est notable dans les liquides et considérable dans les fluides aériformes.

La construction du thermomètre est généralement connue. Un tube d'un faible diamètre se termine à une de ses extrémités par un réservoir sphérique ou cylindrique. L'un et l'autre contiennent un liquide ou un gaz, ordinairement du mercure. Il est essentiel que ce liquide ne soit pas mêlé d'air. On remplit cette condition en le faisant bouillir fortement dans le thermomètre. L'air ainsi chassé, on ferme l'extrémité du tube. Lorsque l'appareil est refroidi, la colonne mercurielle a une certaine longueur qui varie suivant qu'on réchauffe ou qu'on refroidit la cuvette. Pour apprécier ces variations on fixe une échelle le long du tube, ou, ce qui vaut encore mieux, l'on grave des divisions sur le verre. Mais, afin que chaque observateur pût tracer lui-même ces divisions, il fallait trouver deux points fixes qui fussent donnés par deux températures invariables. Après beaucoup de tâtonnements, on a découvert qu'en plongeant à plusieurs reprises un thermomètre dans de la glace pilée ou de la neige fondante, la colonne mercurielle s'arrête sensiblement au même point [1], quels que soient les changements de température auxquels on l'expose dans l'intervalle des expériences. Il en est de même si on l'expose à la vapeur de l'eau bouillante, la pression atmosphérique marquée par le baromètre restant la même. Ces deux points sont indiqués sur l'échelle, le premier du chiffre 0; le second, 100 dans le thermomètre centigrade, ou de **Celsius**, et 80 dans ceux de **Réaumur**.

[1] Lorsque l'on gradue les thermomètres immédiatement après leur construction, comme cela se pratique ordinairement; ou lorsque ces instruments, quoique gradués plusieurs mois après avoir été construits, sont soumis à de grandes variations de température, le zéro est sujet à se déplacer : c'est-à-dire que la colonne de l'instrument plongé de nouveau dans la neige fondante ne s'arrête plus au point marqué zéro, où elle s'était arrêtée à l'époque où il fut gradué. Il faut donc connaître cette correction, car elle donnerait lieu à une erreur constante pour tous les degrés du thermomètre. La correction est ordinairement négative pour les températures supérieures à celle de la glace fondante; positive pour les autres : parce que la colonne du thermomètre plongé dans la neige fondante se tient ordinairement plus haut qu'à l'époque de la graduation. Cette correction étant sujette à changer avec le temps, les météorologistes soigneux vérifieront tous les ans le zéro de leurs thermomètres.
M.

L'intervalle qu'ils laissent entre eux se divise en 100 ou 80 parties égales ou *degrés*, suivant qu'on adopte l'une ou l'autre échelle. Si la tige dépasse ces deux points, on prolonge la division au delà du point d'ébullition en suivant l'ordre naturel des nombres 101, 102, 103, 104, etc. Au-dessous de zéro on les numérote 1, 2, 3, 4, etc., mais on désigne ces degrés sous le nom de *négatifs*, et on les fait toujours précéder du signe — (moins); tandis que ceux qui sont au-dessus de 0 sont appelés *positifs*, et ne sont précédés d'aucun signe ou du signe + (plus). Les mathématiciens ne mettant jamais le signe + devant les quantités positives, nous croyons que les météorologistes doivent les imiter; afin d'éviter une confusion de signes fatigante lorsqu'on dépouille de grands registres météorologiques.

Dans le cours de cet ouvrage, toutes les températures sont marquées en degrés centésimaux ou de **Celsius**. Du reste, il est très-facile de convertir les échelles l'une dans l'autre. En effet, 80° R. valant 100° centésimaux, ou 4° R. valant 5° C. (en désignant par l'initiale R. les degrés de **Réaumur**, et par l'initiale C. les degrés centésimaux ou de **Celsius**), on multipliera les indications du thermomètre de **Réaumur** par 5 et on les divisera par 4 pour les convertir en degrés centésimaux. Pour faire l'opération inverse, on multiplie par 4 et l'on divise par 5. Ainsi donc :

$$14^\circ \text{ R.} = \frac{14 \times 5}{4} = 17^\circ, 5 \text{ C.}; \text{ et } 14^\circ \text{ C.} = \frac{14 \times 4}{5} = 11^\circ, 5. \text{ R.}$$

Il existe encore un grand nombre d'échelles thermométriques. Je me bornerai à mentionner celle de **Fahrenheit**, qui est encore usitée parmi les observateurs anglais. Dans cette échelle le point de glace fondante correspond à la 32° division; le point d'ébullition, à la 212°, et l'intervalle est partagé en 212 — 32 = 180 parties. Au-dessous de 32, on compte jusqu'à zéro; au-dessous de zéro, les degrés sont négatifs. Pour réduire les indications de ce thermomètre à celles de l'échelle centésimale, il faut d'abord retrancher 32, afin d'avoir des zéros correspondants. Puis, comme 180° F. valent 100° C., ou 9° F. = 5° C., il faut multiplier le reste par 5 et diviser le produit par 9. Ainsi :

$$50^\circ \text{ F.} = (50 - 32) \times \frac{5}{9} = 10^\circ \text{ C.}$$

On emploiera la même formule si les degrés du thermomètre de **Fahrenheit** sont au-dessous de 32. Soient, par exemple :

$$13^\circ \text{ F.}; \text{ alors } 13^\circ - 32^\circ = -19^\circ \text{ et}$$
$$13^\circ \text{ F.} = -19^\circ \times \frac{5}{9} = -10^\circ, 55 \text{ C.}$$

Si on veut convertir des degrés négatifs de **Fahrenheit**, on procédera

de même. En soustrayant 32° de — 16° F., par exemple, on trouve pour résultat : — 48 et

$$-16^\circ\text{ F.} = -48^\circ \times \tfrac{5}{9} = -26^\circ,67\text{ C.}$$

Les thermomètres qu'on emploie pour les observations météorologiques sont ordinairement à mercure; car ce métal ne gèle qu'à des températures très-basses qu'on n'observe jamais dans nos climats. Mais, pour un hivernage dans de hautes latitudes, il faudrait être muni de thermomètres à alcool. Si l'on détermine sur un tel instrument le point de zéro et celui de l'ébullition, et qu'on partage l'intervalle en 80 ou 100 parties égales, sa marche ne sera point parallèle à celle d'un thermomètre à mercure, ce qui dépend de l'inégale dilatation des deux liquides. Il faut donc faire une corection au thermomètre à alcool, en le comparant à un thermomètre à mercure dans toute l'étendue de son échelle.

Il est souvent essentiel de connaître le degré le plus élevé et le point le plus bas qu'un thermomètre a marqués dans un certain intervalle de temps déterminé. Pour atteindre ce but on a recours aux *thermométrographes*. Parmi les différentes dispositions qu'on leur a données, la suivante est la plus simple et peut-être la meilleure. Si l'on place horizontalement un thermomètre à mercure, et qu'un index mobile en fil de fer ou en verre soit en contact avec l'extrémité de la colonne mercurielle, cet index sera poussé en avant quand le mercure se dilate, mais restera à la même place s'il se contracte sous l'influence d'un abaissement de la température[1]. Le point de l'échelle où se trouve l'index marque donc le degré de chaleur le plus élevé ou le *maximum* auquel l'instrument a été soumis. Un mécanisme analogue nous donnera le degré le plus bas auquel l'instrument soit descendu. A l'extrémité de la colonne d'un thermomètre à alcool, on place un index en verre de telle façon qu'il soit plongé tout entier dans le liquide. Quand l'alcool se contracte, il entraîne avec lui l'index, en vertu de son adhérence au verre, mais en se dilatant il ne le déplace pas. Ainsi le degré correspondant au point où se trouve l'index indique le *minimum* ou la température la plus basse à laquelle l'instrument ait été exposé. Si donc on veut connaître le *maximum* et le *minimum* de la température dans les vingt-quatre heures, on met l'index en fil de fer en contact avec le mercure, et on fait coïncider l'extrémité supérieure de l'index en verre avec l'extrémité de la colonne alcoolique en inclinant les deux instruments. Le

[1] Les index en verre, et même ceux en fil de fer, finissent avec le temps par se *noyer*, c'est-à-dire qu'ils pénètrent dans le mercure. Pour éviter cet inconvénient, M. Greiner coiffe la colonne thermométrique d'une calotte en verre fort mince qui sépare le mercure de l'index. M.

lendemain la position occupée par les deux index vous donne le *maximum* et le *minimum* de la température[1].

PROPAGATION DE LA CHALEUR. — Un corps qui se trouve dans le voisinage d'un autre dont la température est plus haute ou plus basse s'échauffe ou se refroidit. Comment se fait cet échange de chaleur? De deux manières que l'expérience a fait connaître : la *conductibilité* et le *rayonnement*.

CONDUCTIBILITÉ. — Si l'on creuse des cavités dans une barre métallique et qu'on y introduise des thermomètres, on trouvera qu'au bout d'un certain temps tous ces thermomètres indiqueront la même température; mais, si l'on approche une lampe de l'une des extrémités de la barre, cette extrémité s'échauffera d'abord, et au bout d'un temps assez court les thermomètres monteront, et d'autant plus qu'ils seront plus rapprochés de la source de chaleur. Cette propagation de la chaleur a lieu parce que chaque couche de métal communique à la couche avec laquelle elle est en contact une portion de sa chaleur. L'on désigne cette propriété des corps de transmettre ainsi la chaleur par l'intermédiaire de leurs molécules sous le nom de *conductibilité*. Le pouvoir conducteur est différent dans les différents corps de la nature. Si l'on essaye comparativement des barres de même longueur et de même épaisseur, mais faites de substances différentes, on reconnait qu'elles ne conduisent pas également la chaleur. Les métaux la transmettent très-bien; viennent ensuite les roches, puis le bois, etc. En général, plus une substance est poreuse, et moins elle est conductrice. Une foule de phénomènes que nous observons journellement dépendent uniquement de la différence des pouvoirs conducteurs. Exposez au soleil pendant un jour d'été une masse métallique et une masse de bois de même volume enduites du même vernis; puis touchez-les avec la main : le bois, qui n'est échauffé qu'à sa surface, vous donnera dans le premier moment la sensation d'un corps plus chaud que le métal; celui-ci, au contraire, étant profondément pénétré de chaleur, produira une sensation moins vive d'abord, mais beaucoup plus continue, parce qu'il transmettra peu à peu à votre main toute la chaleur qu'il a absorbée. Par la même raison, une pièce de métal nous parait beaucoup plus froide en hiver qu'un morceau de bois, parce que la chaleur de la main pénètre beaucoup plus vite dans le métal que dans le bois, dont la

[1] Le degré *minimum* est indiqué par l'extrémité supérieure, le degré *maximum* par l'extrémité inférieure de l'index.

Le thermométrographe de Six, modifié par Bellani et Bunten, est un instrument plus commode et plus exact que celui de Rutherford, qui vient d'être décrit (*voy.* Péclet, *Traité de Physique*, t. I, p. 542; et Pouillet, *Éléments de Physique*, t. II, fig. 372). Mais les indications de cet instrument ne sont exactes qu'autant qu'il n'a point éprouvé de secousses ni de pressions, qui déplacent les index et faussent les résultats. M.

superficie seule se réchauffe dans un instant très-court. Le sable, mauvais conducteur de la chaleur, est brûlant à sa surface en été, mais à quelques pouces de profondeur cette température élevée n'existe plus.

Rayonnement. — La conductibilité n'est pas le seul moyen par lequel les corps font entre eux les échanges de température. Si en hiver nous nous trouvons à une certaine distance d'un poêle chaud, nous sentons qu'il nous envoie de la chaleur : serait-ce un effet du pouvoir conducteur de l'air? En aucune façon; car, si nous plaçons entre nous et ce poêle un écran métallique, nous ne sentirons plus la chaleur, quelque mince que soit la lame interposée. Les métaux étant bons conducteurs, la chaleur devrait cependant traverser l'écran. Pour éclaircir totalement ce fait, plaçons un miroir convexe à quelque distance du poêle, et la boule d'un thermomètre au foyer de ce miroir. Si nous mettons un écran entre le miroir et le thermomètre, celui-ci ne bougera pas; mais, dès que nous enlevons l'écran, le thermomètre monte immédiatement. Les choses se passent donc exactement comme si des rayons de soleil tombaient sur le miroir, et nous devons admettre des *rayons calorifiques* pour les mêmes raisons qui nous ont fait concevoir les *rayons lumineux*. Ce genre de transmission de la chaleur se nomme le *rayonnement*. Les rayons calorifiques traversent facilement un certain nombre de corps, et l'air pur en particulier.

Tous les corps de la nature rayonnent perpétuellement les uns vers les autres; d'où résulte un échange de température continuel entre eux, parce que les uns *absorbent* ce que les autres perdent par le rayonnement. C'est principalement la surface des corps qui rayonne, et, en général, avec d'autant plus de facilité qu'elle est moins polie. Ces pertes de chaleur sont réparées en partie par celle qui se transmet du dedans au dehors. Si donc nous entourons des corps mauvais conducteurs mais très-rayonnants, tels que du duvet de cygne, de la laine en flocons, des plumes, du sable léger, du verre, de la neige, etc., d'une atmosphère très-froide, et que nous comparions leur refroidissement à celui de corps peu rayonnants et bons conducteurs, tels que les métaux polis, nous verrons que les premiers se refroidiront beaucoup plus vite que les seconds.

CAPACITÉ DES CORPS POUR LA CHALEUR. — Le thermomètre nous apprend si des corps échauffés, soit par transmission directe, soit par rayonnement, ont la même température. Supposons, pour rendre notre explication plus compréhensible, que la chaleur soit quelque chose de matériel. Il est naturel de se demander si deux corps de même température possèdent toujours la même *quantité* de chaleur. Faut-il, en d'autres termes, autant de chaleur pour faire monter la température d'une masse d'eau de 8° à 40° que pour réchauffer du même nombre de degrés une masse de fer? L'expérience résout négativement cette question : il faut une quantité de chaleur différente pour échauffer éga-

lement des corps de nature différente. Afin d'avoir un point de comparaison, on choisit pour unité le kilogramme d'eau à zéro, et on cherche combien il faut de chaleur pour élever sa température de 1° C. Puis l'on détermine cette quantité pour d'autres corps, en opérant de même sur un kilogramme de substance. Les quantités trouvées se nomment *chaleurs spécifiques*, et cette propriété prend le nom de *capacité calorifique* des corps.

L'expérience suivante montre la justesse de ce que nous avons dit, et fait connaître la méthode dont on se sert pour estimer la chaleur spécifique des corps. Versons dans un vase à mince paroi 500 grammes d'eau à zéro, puis ajoutons 500 grammes d'eau à 40°; nous aurons après ce mélange 1 kilogramme d'eau à 20°. Si nous varions l'expérience; quelles que soient les températures initiales des deux quantités d'eau, le mélange aura toujours une température égale à la moitié de la différence de ces températures initiales.

Mais si nous jetons dans 500 grammes d'eau à zéro 500 grammes de limaille de fer à 40°, la température du mélange sera seulement de 3°,96. Ainsi donc les 36°,04 de chaleur que le fer a perdus n'ont pu élever la température de l'eau que de 3°,96, et le fer a besoin de moins de chaleur que l'eau pour atteindre le même degré de température dans le rapport de 3,96 à 36,04. La capacité calorifique de l'eau étant 1, celle du fer sera donc 0,11. C'est une différence analogue à celle qui existe entre les corps sous le point de vue de leurs poids. Remplissons des flacons de même capacité de liquides différents, tels que de l'eau, de l'alcool, du mercure, etc., nous trouverons de grandes différences de poids. Ainsi le même volume de mercure sera 13 fois plus lourd qu'un volume égal d'eau. Les corps peuvent être regardés comme des flacons dans lesquels nous avons versé de la chaleur. Le thermomètre nous indique la même température; mais, de même que les poids de volumes égaux de ces liquides sont différents, de même des corps dans lesquels le thermomètre accuse la même température sont pénétrés de quantités de chaleur fort différentes. Les physiciens ayant désigné sous le nom de *poids spécifique* cette inégalité de poids qu'on observe chez des corps de même volume, ils ont aussi appelé *chaleur spécifique* la capacité inégale des corps pour la chaleur.

INFLUENCE DU SOLEIL. — L'étude des lois qui régissent les variations de la température de l'air atmosphérique prouve que le soleil en est la cause principale. A mesure que cet astre s'élève sur l'horizon, la chaleur augmente; elle diminue dès qu'il est couché. Les différences entre l'été et l'hiver dépendent aussi du temps qu'il reste au-dessus de l'horizon et de sa distance au zénith de l'observateur. L'astronomie nous apprend, il est vrai, que la terre a été jadis un globe incandescent qui, lancé dans l'espace, s'est refroidi peu à peu. A mesure qu'on descend

dans les entrailles de la terre, on trouve une température de plus en plus élevée qui rend probable l'existence d'un feu central ou noyau incandescent. Mais la croûte terrestre se compose de corps si mauvais conducteurs, que cette chaleur centrale se communique très-lentement à l'atmosphère, et les recherches de **Fourier** ont démontré qu'on pouvait la négliger complétement en météorologie.

La hauteur du soleil au-dessus de l'horizon est un des éléments les plus importants dans l'étude de son action calorifique. En effet, une surface est d'autant plus échauffée par une source de chaleur éloignée, que la ligne menée de cette source à la surface se rapproche plus de la perpendiculaire. Prenez un livre ouvert et présentez-le à la lumière d'une lampe, en le tenant verticalement il vous sera facile de lire les caractères; mais plus vous l'inclinerez, c'est-à-dire plus l'angle que les rayons incidents font avec la surface du livre sera petit, moins cette surface sera éclairée, et plus il sera difficile de lire les caractères, qui finiront par devenir tout à fait invisibles.

Les mathématiciens se sont efforcés de déduire de la hauteur du soleil les changements de température des jours et des saisons; mais l'action de cet astre est modifiée par tant de circonstances accessoires, qu'il a fallu recourir à l'expérience directe. Elle se fait à l'aide d'un thermomètre exposé à l'air libre au nord d'un édifice, à trois ou quatre décimètres de la muraille et loin de toute surface blanche propre à réfléchir la chaleur. Est-il mouillé par la pluie, on l'essuiera cinq minutes environ avant de l'observer; car les gouttes d'eau en s'évaporant abaisseraient la température de la cuvette du thermomètre. Il faut éviter également pendant l'hiver que le thermomètre ne soit frappé par un courant d'air chaud sortant de l'appartement.

Si l'on suit avec assiduité un instrument ainsi placé, on remarquera que la température change à chaque instant. Il serait difficile d'utiliser toutes ces indications isolées pour comparer entre elles les températures des divers mois ou des différents jours de l'année. Ces comparaisons ne sauraient mener à un résultat satisfaisant si l'on n'a recours aux *moyennes*. Pour obtenir la moyenne d'une journée on observe le thermomètre à de courts intervalles, d'heure en heure, par exemple, et l'on divise la somme des degrés observés par le nombre des observations qu'on a faites; cela s'appelle prendre la moyenne arithmétique de ces observations. On calcule par un procédé analogue la moyenne d'un mois, d'une saison, d'une année.

MARCHE DE LA TEMPÉRATURE PENDANT LE JOUR. — Observer le thermomètre d'heure en heure, la nuit comme le jour, serait un travail impossible à un seul homme, et fatigant même pour plusieurs observateurs. Aussi peu de météorologistes ont-ils eu cette patience; mais heureusement leurs résultats offrent une telle concordance, que l'on

peut actuellement déduire la température moyenne de la journée d'un petit nombre d'observations faites à des heures convenables.

La première série horaire est due à **Ciminello** de Padoue. Pendant 16 mois consécutifs il a noté le thermomètre d'heure en heure, depuis 4 heures du matin jusqu'à 11 heures du soir. Pendant la nuit il observait encore une fois à des heures variables, et comblait les lacunes en interpolant. Plus tard, sur l'invitation de **Brewster**, les officiers d'artillerie du fort de Leith, près d'Édimbourg, notèrent le thermomètre d'heure en heure pendant les années 1824 et 1825. **Gatterer**, contemporain de **Ciminello**, avait observé le thermomètre à Goettingue d'heure en heure pendant plusieurs années. J'ai pu consulter ses registres météorologiques manuscrits, que M. Anselme **Rotschild** avait achetés de ses héritiers pour les offrir à la Société de physique de Francfort-sur-le-Mein. De nombreuses observations diurnes ont été faites par M. **Neuber** à Apenrade, en Danemark; **Lohrmann** à Dresde; **Koller** à Kremsmunster; **Kupfer** à Pétersbourg, et, depuis 1835, par les astronomes de l'observatoire de Milan [1]. Dans ces derniers temps les observations du capitaine **Ross**, celles des officiers russes à la Nouvelle-Zemble, ont fourni de précieux matériaux pour les régions polaires. J'ai moi-même observé le thermomètre pendant plusieurs années depuis 6 heures du matin jusqu'à 10 heures du soir, toutes les heures ou toutes les deux heures, afin de pouvoir déterminer la marche de la température à Halle. Quant aux observations de nuit, on peut les déduire au moyen de formules d'interpolation très-simples que je donne dans le tome I, pages 91 et suivantes de mon grand *Traité de Météorologie*. (*Voyez* la note A.) Les tableaux suivants présentent l'ensemble des températures moyennes à toutes les heures du jour pendant les 12 mois de l'année pour Halle, Goettingue, Padoue, et le fort de Leith, près d'Édimbourg.

[1] A ces diverses séries d'observations thermométriques on doit ajouter entre autres les observations faites d'heure en heure à Prague pendant les années 1839 et 1840. On trouvera le tableau des moyennes horaires rangées mois par mois dans l'ouvrage intitulé *Beobachtungen zu Prag*, p. 131.

Le premier volume des *Annales de Météorologie* de M. Lamont renferme aussi des observations thermométriques faites à Munich d'heure en heure pendant le courant de l'année 1841.

TEMPÉRATURES MOYENNES DES DIFFÉRENTES HEURES A HALLE. (*Voy.* l'Appendice, *fig.* 1.)

HEURES.	JANVIER.	FÉVRIER.	MARS.	AVRIL.	MAI.	JUIN.	JUILLET.	AOUT.	SEPT.	OCTOB.	NOVEMB.	DÉCEMB.	HEURES.
midi.	—1°,02	1°,91	6°,04	13°,25	16°,2[illegible]	19°,01	21°,51	21°,11	17°,86	12°,45	5°,69	3°,46	midi.
1	—0 ,69	2 ,51	6 ,45	13 ,88	16 ,85	19 ,56	22 ,15	21 ,68	18 ,35	12 ,98	6 ,08	3 ,69	1
2	—0 ,59	2 ,82	6 ,66	14 ,18	17 ,19	19 ,91	22 ,53	21 ,90	18 ,59	13 ,16	6 ,16	3 ,70	2
3	—0 ,72	2 ,63	6 ,51	14 ,10	17 ,14	20 ,05	22 ,63	21 ,95	18 ,55	12 ,85	5 ,90	3 ,51	3
4	—0 ,98	2 ,16	6 ,21	13 ,66	16 ,84	19 ,76	22 ,31	21 ,61	18 ,19	12 ,30	5 ,43	3 ,26	4
5	—1 ,39	1 ,56	5 ,65	13 ,02	16 ,35	19 ,15	21 ,65	21 ,04	17 ,58	11 ,66	4 ,94	2 ,86	5
6	—1 ,67	1 ,04	5 ,02	12 ,26	15 ,73	18 ,50	20 ,90	19 ,95	16 ,75	10 ,90	4 ,50	2 ,59	6
7	—1 ,89	0 ,66	4 ,53	11 ,23	14 ,90	17 ,59	19 ,94	19 ,22	15 ,86	10 ,26	4 ,17	2 ,38	7
8	—2 ,05	0 ,41	3 ,95	10 ,46	14 ,00	16 ,63	18 ,89	18 ,23	14 ,94	9 ,66	3 ,95	2 ,23	8
9	—2 ,19	0 ,14	3 ,55	9 ,63	13 ,05	15 ,63	17 ,88	17 ,30	14 ,10	9 ,09	3 ,74	2 ,07	9
10	—2 ,31	—0 ,08	3 ,14	8 ,93	12 ,08	14 ,59	16 ,84	16 ,37	13 ,37	8 ,55	3 ,51	1 ,91	10
11	—2 ,44	—0 ,28	2 ,89	8 ,37	10 ,88	13 ,46	15 ,86	15 ,48	12 ,68	8 ,00	3 ,26	1 ,88	11
minuit.	—2 ,56	—0 ,51	2 ,65	7 ,81	9 ,67	12 ,36	14 ,90	14 ,61	12 ,09	7 ,56	3 ,05	1 ,84	12
13	—2 ,65	—0 ,74	2 ,43	7 ,32	8 ,64	11 ,44	14 ,09	13 ,92	11 ,55	7 ,19	2 ,89	1 ,80	13
14	—2 ,71	—0 ,95	2 ,18	6 ,88	7 ,96	10 ,83	13 ,55	13 ,34	11 ,09	6 ,89	2 ,81	1 ,76	14
15	—2 ,75	—1 ,12	1 ,91	6 ,45	7 ,81	10 ,79	13 ,42	13 ,03	10 ,72	6 ,62	2 ,79	1 ,74	15
16	—2 ,80	—1 ,27	1 ,70	6 ,28	8 ,21	11 ,20	13 ,75	13 ,04	10 ,56	6 ,44	2 ,74	1 ,71	16
17	—2 ,87	—1 ,37	1 ,60	6 ,35	9 ,05	12 ,03	14 ,49	13 ,40	10 ,69	6 ,39	2 ,71	1 ,67	17
18	—2 ,95	—1 ,40	1 ,73	6 ,76	10 ,20	13 ,11	15 ,52	14 ,19	11 ,19	6 ,59	2 ,75	1 ,65	18
19	—2 ,95	—1 ,33	2 ,10	7 ,56	11 ,31	14 ,24	16 ,65	15 ,11	12 ,00	7 ,02	2 ,85	1 ,61	19
20	—2 ,86	—1 ,07	2 ,70	8 ,69	12 ,53	15 ,41	17 ,91	16 ,44	13 ,23	7 ,75	3 ,07	1 ,65	20
21	—2 ,50	—0 ,36	3 ,63	9 ,99	13 ,63	16 ,44	18 ,91	17 ,74	14 ,74	8 ,99	3 ,62	1 ,99	21
22	—2 ,11	0 ,40	4 ,70	11 ,25	14 ,61	17 ,39	19 ,82	18 ,99	15 ,88	10 ,29	4 ,39	2 ,45	22
23	—1 ,49	1 ,25	5 ,36	12 ,35	15 ,54	18 ,23	20 ,69	20 ,12	17 ,00	11 ,48	5 ,09	3 ,01	23
moyennes.	2, 05	0, 50	3 ,88	10 ,03	12, 93	15 ,72	18 ,20	17 ,49	14 ,46	9 ,40	4 ,00	2 ,34	moyennes.

TEMPÉRATURES MOYENNES DES DIFFÉRENTES HEURES A GOETTINGUE.

HEURES.	JANVIER.	FÉVRIER.	MARS.	AVRIL.	MAI.	JUIN.	JUILLET.	AOUT.	SEPT.	OCTOB.	NOVEMB.	DÉCEMB.	HEURES.
midi.	0°,29	3°,55	7°,96	14°,28	22°,07	26°,39	28°,54	27°,45	23°,00	14°,80	6°,33	3°,33	midi
1	0,52	3,74	8,43	14,76	22,72	27,05	28,91	27,83	23,54	15,29	6,49	3,70	1
2	0,54	3,63	8,73	15,00	22,91	27,44	29,30	28,24	23,79	15,41	6,51	3,53	2
3	0,18	3,32	8,52	14,90	22,88	27,29	29,19	28,09	23,83	15,23	6,16	3,20	3
4	—0,46	2,53	8,02	14,60	22,53	26,96	28,96	27,69	23,32	14,68	5,63	2,75	4
5	—1,01	1,58	7,16	13,85	21,85	26,26	28,16	26,99	22,46	13,86	5,19	2,38	5
6	—1,59	0,89	6,24	12,88	20,94	25,15	27,19	25,95	21,25	12,85	4,80	2,10	6
7	—1,94	0,45	5,25	11,55	19,74	23,85	25,81	24,41	19,88	12,06	4,50	1,85	7
8	—2,30	0,12	4,49	10,50	18,22	22,59	24,15	22,89	18,73	11,38	4,30	1,68	8
9	—2,50	—0,19	3,94	9,59	16,84	21,41	22,83	21,74	17,81	10,79	4,13	1,55	9
10	—2,71	—0,33	3,61	8,93	15,95	20,24	21,85	21,03	17,19	10,40	3,99	1,43	10
11	—2,89	—0,42	3,30	8,36	15,08	19,04	20,92	20,23	16,65	9,99	3,81	1,38	11
minuit.	—3,10	—0,50	2,99	7,91	14,79	18,64	20,21	19,39	16,29	9,88	3,73	1,23	12
13	—3,13	—0,57	2,95	7,75	13,80	18,11	19,74	18,86	15,90	9,70	3,65	1,18	13
14	—3,15	—0,59	2,71	7,44	13,31	17,76	19,41	18,43	15,44	9,49	3,58	1,19	14
15	—3,18	—0,61	2,41	7,06	13,05	17,74	19,29	18,15	14,75	9,26	3,48	1,21	15
16	—3,24	—0,66	2,15	6,75	13,05	17,94	19,45	18,19	14,25	9,06	3,36	1,21	16
17	—3,44	—0,74	2,06	6,70	13,50	18,53	19,99	18,65	14,26	9,99	3,26	1,16	17
18	—3,40	—0,66	2,30	7,14	14,66	19,63	20,95	19,56	14,41	9,19	3,16	1,10	18
19	—3,41	—0,58	2,71	7,75	15,71	20,89	22,44	20,94	15,52	9,70	3,34	1,12	19
20	—3,40	—0,16	3,65	9,44	17,00	21,79	23,59	22,35	17,09	10,33	3,85	1,26	20
21	—2,62	0,94	5,10	10,75	18,53	23,09	25,00	23,90	19,07	11,94	4,39	1,56	21
22	—1,54	1,94	6,28	12,20	19,85	24,40	26,96	25,35	20,60	12,71	5,04	1,96	22
23	—0,43	3,06	7,26	13,43	21,18	25,56	27,61	26,59	21,85	13,85	5,75	2,86	23
moyennes.	—2,00	0,84	4,92	10,55	17,94	22,40	24,19	23,05	18,79	11,68	4,51	1,93	moyennes.

TEMPÉRATURES MOYENNES DES DIFFÉRENTES HEURES A PADOUE.

HEURES.	JANVIER.	FÉVRIER	MARS.	AVRIL.	MAI.	JUIN.	JUILLET.	AOUT.	SEPT.	OCTOB.	NOVEMB.	DÉCEMB.	HEURES.
midi.	4°,94	6°,44	9°,58	14°,62	23°,39	25°,08	30°,01	26°,50	21°,06	16°,68	10°,25	5°,71	midi.
1	5 ,44	6 ,70	9 ,46	15 ,13	23 ,57	25 ,19	30 ,47	26 ,97	21 ,56	17 ,10	10 ,75	6 ,21	1
2	5 ,60	6 ,91	9 ,91	15 ,43	23 ,65	25 ,21	30 ,73	27 ,45	21 ,93	17 ,45	10 ,92	6 ,41	2
3	5 ,52	6 ,95	10 ,10	15 ,70	23 ,65	25 ,17	30 ,48	27 ,35	21 ,97	17 ,47	10 ,50	5 ,94	3
4	5 ,19	6 ,56	9 ,87	15 ,65	23 ,31	24 ,68	29 ,59	26 ,83	21 ,35	17 ,34	9 ,64	5 ,27	4
5	4 ,80	6 ,11	9 ,47	15 ,50	22 ,57	23 ,93	29 ,11	25 ,90	20 ,38	16 ,25	8 ,64	4 ,76	5
6	4 ,45	5 ,88	9 ,01	14 ,92	21 ,47	23 ,18	27 ,82	24 ,46	19 ,42	15 ,60	7 ,92	4 ,25	6
7	4 ,11	5 ,67	8 ,64	14 ,43	20 ,29	22 ,08	26 ,64	23 ,19	18 ,60	15 ,09	7 ,58	4 ,05	7
8	3 ,80	5 ,42	8 ,27	13 ,62	20 ,14	21 ,45	24 ,80	22 ,17	18 ,50	14 ,86	7 ,32	3 ,79	8
9	3 ,65	5 ,07	7 ,86	13 ,17	18 ,58	20 ,21	24 ,14	21 ,53	18 ,09	14 ,59	7 ,12	3 ,52	9
10	3 ,49	4 ,78	7 ,43	12 ,69	18 ,17	19 ,78	23 ,97	21 ,09	17 ,65	14 ,27	6 ,83	3 ,26	10
11	3 ,35	4 ,50	7 ,13	12 ,28	17 ,78	19 ,61	23 ,39	20 ,57	17 ,33	14 ,07	6 ,66	3 ,10	11
minuit.	3 ,25	4 ,28	6 ,83	11 ,97	17 ,44	19 ,31	23 ,02	20 ,00	16 ,68	13 ,94	6 ,56	2 ,97	12
13	2 ,98	4 ,18	6 ,65	11 ,49	16 ,93	19 ,17	22 ,49	19 ,95	16 ,39	13 ,85	6 ,43	2 ,80	13
14	2 ,98	3 ,88	6 ,26	11 ,17	16 ,60	18 ,93	22 ,06	19 ,42	16 ,07	13 ,63	6 ,28	2 ,64	14
15	2 ,76	3 ,68	5 ,93	10 ,95	16 ,22	18 ,58	21 ,65	18 ,98	15 ,76	13 ,42	6 ,15	2 ,61	15
16	2 ,72	3 ,48	5 ,67	10 ,57	16 ,05	18 ,54	21 ,34	18 ,49	15 ,46	13 ,18	6 ,04	2 ,53	16
17	2 ,38	3 ,25	5 ,36	10 ,20	16 ,26	18 ,94	21 ,89	18 ,49	15 ,05	12 ,94	5 ,95	2 ,44	17
18	2 ,30	3 ,06	5 ,10	10 ,25	17 ,52	20 ,40	23 ,47	19 ,13	15 ,20	13 ,00	5 ,87	2 ,39	18
19	2 ,15	2 ,91	5 ,41	10 ,76	19 ,14	21 ,83	25 ,36	20 ,52	16 ,15	13 ,21	5 ,75	2 ,30	19
20	2 ,37	3 ,12	6 ,97	11 ,74	20 ,26	22 ,74	26 ,37	22 ,06	17 ,39	13 ,91	6 ,52	2 ,59	20
21	2 ,84	3 ,86	6 ,97	12 ,80	21 ,31	23 ,48	28 ,10	24 ,85	19 ,11	14 ,69	7 ,70	3 ,43	21
22	3 ,58	4 ,99	8 ,72	13 ,56	22 ,09	24 ,00	28 ,92	25 ,17	19 ,67	15 ,56	8 ,74	4 ,16	22
23	4 ,45	5 ,67	8 ,85	14 ,09	22 ,85	24 ,72	29 ,52	25 ,76	20 ,33	16 ,16	9 ,62	5 ,15	23
moyennes.	3, 71	4, 89	7, 73	13, 03	19, 97	21, 93	26, 06	22, 79	18, 38	14, 92	7, 73	3, 84	moyennes.

TEMPÉRATURES MOYENNES DES DIFFÉRENTES HEURES AU FORT DE LEITH PRÈS D'ÉDIMBOURG.

HEURES.	JANVIER.	FÉVRIER.	MARS.	AVRIL.	MAI.	JUIN.	JUILLET.	AOUT.	SEPT.	OCTOB.	NOVEMB.	DÉCEMB.	HEURES.
midi.	5°,57	5°,68	6°,29	10°,01	11°,43	14°,81	17°,69	16°,26	15°,28	10°,85	6°,16	5°,00	midi.
1	5 ,79	5 ,99	6 ,49	10 ,25	11 ,77	15 ,01	17 ,74	16 ,51	15 ,72	11 ,09	6 ,35	5 ,10	1
2	5 ,88	5 ,98	6 ,67	10 ,45	12 ,01	15 ,39	17 ,96	16 ,62	15 ,91	11 ,12	6 ,50	5 ,12	2
3	5 ,89	6 ,00	6 ,71	10 ,66	12 ,05	15 ,68	18 ,13	16 ,62	15 ,85	10 ,96	6 ,53	4 ,88	3
4	5 ,66	5 ,70	6 ,69	10 ,49	12 ,23	15 ,45	18 ,17	16 ,73	15 ,52	10 ,63	6 ,01	4 ,72	4
5	5 ,38	5 ,27	6 ,42	10 ,19	12 ,15	15 ,32	18 ,24	16 ,69	15 ,51	10 ,27	5 ,64	4 ,54	5
6	5 ,25	5 ,00	6 ,03	9 ,96	11 ,86	15 ,08	18 ,15	16 ,52	14 ,81	9 ,86	5 ,44	4 ,41	6
7	5 ,05	4 ,79	5 ,49	9 ,19	11 ,56	14 ,66	17 ,69	15 ,54	14 ,08	9 ,52	5 ,21	4 ,16	7
8	4 ,93	4 ,57	5 ,09	8 ,28	10 ,56	13 ,70	16 ,42	14 ,83	13 ,63	9 ,22	5 ,04	4 ,10	8
9	4 ,88	4 ,40	4 ,70	7 ,62	9 ,73	12 ,98	15 ,46	14 ,27	13 ,22	9 ,14	4 ,90	4 ,06	9
10	4 ,90	4 ,25	4 ,41	7 ,23	9 ,44	12 ,21	14 ,75	13 ,72	12 ,85	8 ,90	4 ,63	4 ,03	10
11	4 ,83	4 ,19	4 ,12	6 ,62	8 ,97	12 ,06	14 ,30	13 ,36	12 ,62	8 ,65	4 ,41	3 ,96	11
minuit.	4 ,79	4 ,18	4 ,04	6 ,34	8 ,62	11 ,77	13 ,79	13 ,06	12 ,28	8 ,71	4 ,28	3 ,95	12
13	4 ,79	4 ,26	3 ,86	6 ,16	8 ,22	11 ,44	13 ,43	12 ,96	12 ,13	8 ,95	4 ,37	3 ,86	13
14	4 ,66	4 ,31	3 ,74	5 ,65	7 ,99	11 ,25	13 ,35	12 ,82	12 ,00	8 ,88	4 ,22	3 ,90	14
15	4 ,62	4 ,32	3 ,50	5 ,29	7 ,71	11 ,18	13 ,11	12 ,66	11 ,72	8 ,82	4 ,30	3 ,92	15
16	4 ,48	4 ,22	3 ,40	4 ,88	7 ,46	11 ,05	12 ,86	12 ,54	11 ,51	8 ,80	4 ,26	3 ,87	16
17	4 ,41	4 ,09	3 ,31	4 ,78	7 ,53	11 ,07	13 ,15	12 ,57	11 ,44	8 ,64	4 ,31	3 ,84	17
18	4 ,41	4 ,02	3 ,29	4 ,85	7 ,96	11 ,57	13 ,73	12 ,79	11 ,59	8 ,41	4 ,36	3 ,93	18
19	4 ,46	4 ,05	3 ,47	5 ,90	8 ,44	12 ,01	14 ,38	13 ,35	12 ,02	8 ,64	4 ,48	3 ,89	19
20	4 ,51	4 ,04	3 ,84	6 ,62	9 ,14	12 ,65	15 ,06	14 ,00	12 ,73	9 ,00	4 ,50	3 ,96	20
21	4 ,66	4 ,31	4 ,39	7 ,98	9 ,85	13 ,36	15 ,83	14 ,88	13 ,62	9 ,37	4 ,76	4 ,09	21
22	4 ,91	4 ,78	4 ,74	8 ,94	10 ,50	13 ,98	16 ,46	15 ,30	14 ,15	10 ,00	5 ,26	4 ,27	22
23	5 ,19	5 ,28	5 ,51	9 ,50	11 ,02	14 ,53	16 ,95	15 ,72	14 ,77	10 ,49	5 ,81	4 ,73	23
moyennes.	5, 00	4, 74	4, 84	7, 83	9, 91	13, 26	15, 70	14, 60	13, 54	9, 54	5, 07	4, 26	moyennes.

Ces tableaux font voir qu'il y a chaque jour un *maximum* et un *minimum* de température. Le *minimum* a lieu quelque temps avant le lever du soleil; le *maximum*, vers 2 heures de l'après-midi, un peu plus tôt en hiver, un peu plus tard en été. La plupart des physiciens admettent que le moment du lever du soleil est celui auquel la température est la plus basse; mais, si nous déduisons des observations une formule indépendante des petites erreurs de lecture qui sont presque inévitables, nous trouverons que le *minimum* a lieu environ une demi-heure avant le lever du soleil, lorsque cet astre est encore à 12° au dessous de l'horizon. Cette règle, applicable seulement à nos climats, varie dans les différentes saisons. En automne et en hiver le *minimum* coïncide avec un abaissement de 18° au-dessous de l'horizon et de 6° seulement en été.

Lorsque le soleil est au-dessus de l'horizon, il agit d'autant plus sur la terre et sur les couches inférieures de l'atmosphère que sa hauteur angulaire est plus considérable. Une partie de cette chaleur pénètre dans le sol; l'autre se perd en rayonnant vers l'atmosphère et les espaces célestes. Avant midi la terre reçoit à chaque instant une quantité de chaleur supérieure à celle qu'elle perd par le rayonnement, et sa température s'élève. Cet effet se continue encore quelque temps après que le soleil a passé le méridien; il en résulte que le *maximum* a lieu quelques heures après l'instant de midi [1]. Lorsque le soleil s'abaisse

[1] On sait que pendant l'hiver des régions polaires le soleil cesse entièrement de paraître sur l'horizon pendant une période de temps d'autant plus longue que l'observateur est plus près du pôle. Les variations du thermomètre sont alors dues presque uniquement à l'état du ciel et à la direction du vent. On peut donc s'attendre à trouver une variation diurne à peine sensible. Voici les résultats qui ont été obtenus, pendant l'hiver de 1838 à 1839, à Bosekop en Laponie, sous le 70° degré de latitude, par MM. Lottin, Bravais, Lilliehook, et Siljestroem, membres de la Commission du Nord. On s'est borné à la température moyenne des 40 jours qui ont précédé et des 40 jours qui ont suivi le solstice d'hiver.

HEURES.	TEMPÉRATURE.	HEURES.	TEMPÉRATURE.
MIDI.	−9°,12	MINUIT.	−9°,09
2 h.	−9°,05	14 h.	−9°,25
4 h.	−9°,28	16 h.	−9°,31
6 h.	−9°,31	18 h.	−9°,30
8 h.	−9°,22	20 h.	−9°,22
10 h.	−9°,07	22 h.	−8°,94

(*Voyez* l'Appendice, fig. 2.)

Si l'on accorde une entière confiance à ces nombres, déduits des observations faites pendant un hiver seulement, on sera conduit à admettre que la température atteint son *maximum* vers 11 heures du matin, son *minimum* vers 5 heures du soir, et un

vers l'horizon, son action devient moins puissante, la perte par rayonnement l'emporte sur le gain par absorption; la chaleur diminue d'autant plus rapidement que le soleil est plus près de son coucher. Dès qu'il a disparu, la source calorifique n'existant plus, toute la chaleur acquise rayonne vers les espaces célestes, la température baisse et baisserait encore plus si une partie de la chaleur qui a pénétré dans les couches superficielles du sol ne revenait à la surface en vertu du pouvoir conducteur de la terre. Ce refroidissement continue jusqu'à ce que l'aurore annonce le retour du soleil, qui réchauffe de nouveau les régions qu'il éclaire.

Ces explications sont si simples, qu'on peut en déduire presque tous les phénomènes de température, et en inférer que la variation diurne de la chaleur est probablement la même dans tous les pays. Toutefois, dans les climats chauds et sur les bords de la mer, le *maximum* de la température a souvent lieu avant le passage du soleil au méridien, parce qu'il s'élève vers midi une brise fraîche venant de la mer qui abaisse la température. Des observations journalières faites en juillet et août 1837 sur les bords de la Baltique m'ont fait voir que le *maximum* avait lieu dans l'après-midi, mais plusieurs heures plus tôt qu'à Halle, qui est dans l'intérieur du continent [1].

DÉTERMINATION DE LA TEMPÉRATURE MOYENNE. — Deux fois dans la journée le degré du thermomètre est égal à la température moyenne. Il semblerait donc qu'il suffit d'observer à l'un de ces deux

second *maximum* à 11 heures du soir. Mais ces deux oscillations sont trop peu marquées pour que l'on puisse répondre dès aujourd'hui de leur constance. Il serait toutefois fort intéressant de constater l'existence d'une onde calorifique diurne qui ne dépendrait pas de l'action *directe* des rayons solaires. Les observations précédentes montrent que son amplitude ne dépasse pas 0°,4. Il reste à constater si le phénomène peut s'expliquer par un changement diurne régulier dans l'état du ciel ou la direction du vent, par la variation diurne de la pression de l'air, par les aurores boréales, ou quelque autre influence locale ou générale. M.

[1] Sur le sommet des hautes montagnes des causes différentes produisent un effet analogue. L'époque la plus chaude de la journée arrive une demi-heure ou trois quarts d'heure après le moment de la culmination du soleil. Les observations de M. Kaemtz sur le Faulhorn (canton de Berne), à 2,683 mètres au-dessus de la mer, en 1832 et 1833, celles que j'ai faites avec MM. Bravais et Wachsmuth sur la même montagne en 1841; enfin celles de MM. Peltier et Bravais en 1842, s'accordent toutes à donner le même résultat, quelque variées qu'aient été ces diverses séries sous le rapport des circonstances météorologiques qui les ont accompagnées. Les observations du Grand-Saint-Bernard prouvent aussi que dans cette station la température à midi est, en général, plus forte que celle de trois heures. Si, pour ces deux stations, l'époque du *maximum* diffère, cette différence est très-probablement due à ce que le Faulhorn est un sommet isolé, tandis que l'hospice du Saint-Bernard est dominé de tous les côtés par des sommets élevés. L'instant le plus froid coïncide avec celui de la plaine, c'est-à-dire qu'il arrive environ une demi-heure avant le lever du soleil.

Sous le rapport de la variation diurne du thermomètre, le climat du sommet des montagnes a une grande analogie avec les *climats marins*. M.

instants. Mais cette méthode est très-infidèle. Au moment où elle oscille autour de la moyenne, la température change très-rapidement; et, si l'on observe un peu trop tôt ou un peu trop tard, il en résultera des erreurs notables.

Il est plus sûr de faire plusieurs lectures pendant la journée et à des heures telles que leur moyenne arithmétique se rapproche autant que possible de la moyenne véritable. En observant à 4 heures et à 10 heures du matin, à 4 heures et à 10 heures du soir, le quart de la somme des températures trouvées donnera une valeur qui différera bien peu de celle de la moyenne. La moyenne arithmétique des observations de 6 heures du matin, 2 heures de l'après-midi et 10 heures du soir, s'en éloigne aussi fort peu. M. **Schouw** conseille, pour faciliter la tâche des observateurs, de se borner à trois lectures : le matin à 7 heures, à midi et à 10 heures du soir; la somme des degrés divisée par 3 donnera la moyenne[1]. A Halle, la moyenne de juin, obtenue par cette méthode, est de 15°,95; tandis que la véritable moyenne est de 15°,72, par conséquent de 0°,23 plus faible. Si l'on ne connaissait point la vraie moyenne de Halle, on pourrait la conclure en déterminant, au moyen d'observations faites dans un autre pays, la quantité constante qu'il faut retrancher de la moyenne déduite de trois observations seulement. Ainsi à Padoue la moyenne trouvée par cette dernière méthode est 22°,23, la véritable moyenne est 21°,93, la différence = 0°,30. Retranchons cette différence de la moyenne déduite à Halle de trois observations seulement, et nous aurons 15°,95 — 0°,30 = 15°,65; nombre qui s'éloigne peu de la véritable moyenne 15°,72. En résumé, il faut s'assurer si la moyenne arithmétique des trois observations est plus grande ou plus petite que la vraie moyenne dans les lieux où celle-ci est connue, et ajouter ou retrancher cette différence de la moyenne qu'on obtiendra dans le lieu où l'on observe. Pour des points situés sur le continent et dans les zones tempérées, on prendra la moyenne des corrections de Gœttingue, Halle et Padoue, afin d'éliminer les petites anomalies qui pourraient exister dans une de ces villes prise isolément. Pour l'Angleterre, il faut adopter la correction trouvée par les observations faites à Leith. Si l'on n'arrive pas à des résultats tout à fait rigoureux, ils seront néanmoins beaucoup plus approchés que ceux qui ne sont point corrigés.

La moyenne étant intermédiaire entre le *maximum* et le *minimum* de la journée, on a souvent proposé de la déduire de ces deux éléments et de considérer leur demi-somme comme étant la moyenne vraie. Mais celle-ci s'éloigne notablement de cette moyenne empirique, et il faut encore ici recourir à une correction que l'expérience seule peut nous faire

[1] En général, la moyenne de quatre lectures faites à des heures équidistantes diffère peu de la moyenne réelle.

connaître. Cette correction est un coefficient constant par lequel on multiplie l'excès du *maximum* sur le *minimum;* puis on ajoute le produit au *minimum* : la somme est la moyenne vraie cherchée. Ce coefficient varie suivant le procédé par lequel on a obtenu le *maximum* et le *minimum*. Si l'on observe un thermomètre ordinaire aux heures du *maximum* et du *minimum*, les lectures différeront des indications du thermométrographe. En effet, cet instrument indique toujours le vrai *maximum* et le vrai *minimum;* tandis que la première méthode ne les donne pas, parce que les accidents atmosphériques de la journée peuvent déplacer le *maximum* ou le *minimum* de plusieurs heures. La moyenne trouvée par le thermométrographe différera donc de celle déduite de l'observation directe aux instants présumés du *maximum* et du *minimum* diurnes, parce que les *maxima* seront presque toujours plus hauts et les *minima* plus bas que ceux du thermométrographe.

Dans plusieurs villes, telles que Paris, Bruxelles et Bâle, on a observé simultanément le thermométrographe et le thermomètre plusieurs fois dans la journée. Nous pouvons donc déduire de ces observations comparatives un coefficient à l'aide duquel nous déterminerons la moyenne véritable. Avec les séries de Padoue, Halle, Gœttingue et Leith, nous avons calculé le facteur qui nous permettra de déduire des observations du thermomètre faites aux instants du *maximum* et du *minimum* la véritable température moyenne. La table suivante nous donne ces deux coefficients pour tous les mois de l'année.

TABLE

DES COEFFICIENTS PAR LESQUELS ON DOIT MULTIPLIER L'EXCÈS DU MAXIMUM SUR LE MINIMUM DIURNE; LA SOMME DU PRODUIT ET DU MINIMUM DONNE LA TEMPÉRATURE MOYENNE DIURNE.

MOIS.	TEMPÉRATURES OBSERVÉES A L'INSTANT PRÉSUMÉ des *maxima* et des *minima*.	TEMPÉRATURES EXTRÊMES INDIQUÉES par le thermométrographe.
Janvier.	0,388	0,507
Février	0,411	0,476
Mars.	0,468	0,475
Avril	0,481	0,466
Mai.	0,512	0,459
Juin	0,501	0,453
Juillet.	0,488	0,462
Août.	0,500	0,451
Septembre. . . .	0,482	0,433
Octobre.	0,433	0,447
Novembre. . . .	0,381	0,496
Décembre. . . .	0,357	0,521

(Voir l'Appendice, fig. 3.)

L'usage de cette table est très-simple. Je suppose que l'on ait lu en mars, aux instants *présumés* du *maximum* et du *minimum* de la température diurne, 1°,25 et 8°,32, on multipliera la différence 8°,32 — 1°,25 = 7°,07 par le coefficient du mois de mars 0,468, et l'on ajoutera ce produit à la température *minimum*. La somme sera la moyenne vraie que l'on cherche. Par conséquent,

Minimum.	= 1°,25
7°,07 × 0,468.	= 3°,31
Moyenne vraie.	4°,56

Si, dans un jour du mois d'août, le thermométrographe vous a donné les extrêmes 10°,26 et 22°,32, leur différence est 12°,06 et le coefficient constant de ce mois 0,451. La moyenne vraie sera donc :

Minimum.	= 10°,26
12°,06 × 0,451.	= 5°,44
Moyenne vraie.	15°,70

Nous avons ainsi deux méthodes faciles pour trouver la moyenne vraie; mais les météorologistes doivent s'efforcer de déterminer, aussi rigoureusement que possible, les coefficients constants, afin d'arriver à la connaissance précise des moyennes de la journée. Si les Grecs et les Romains avaient inventé nos instruments et employé ces méthodes, on pourrait maintenant décider l'importante question du refroidissement de notre planète. Efforçons-nous donc de rassembler des matériaux pour que les générations futures puissent un jour résoudre ce problème.

MARCHE DE LA TEMPÉRATURE DANS LE COURS DE L'ANNÉE. — La température moyenne de chaque mois étant déterminée par une des méthodes précédentes, on en déduit la moyenne de l'année en divisant par 12 la somme des températures mensuelles. Si l'on calcule ces températures mensuelles au moyen de plusieurs années, on verra qu'elles varient très-notablement, tandis que la moyenne annuelle reste toujours à peu près la même. Cette moyenne, déduite d'un petit nombre d'années, pourra donc être considérée comme l'expression de la vérité, dont elle s'approchera d'autant plus que le nombre des années sera plus considérable.

Comparons maintenant les moyennes annuelles et mensuelles des points situés dans les zones tempérées, nous trouverons une concordance singulière entre les résultats. Depuis le milieu de janvier, la température s'élève d'abord lentement, puis rapidement en avril et mai; ensuite elle croît moins vite jusqu'à la fin de juillet, où elle atteint son *maxi-*

mum. Elle baisse d'abord lentement en août, plus rapidement en septembre et en octobre, et descend à son *minimum* dans le milieu de janvier. Cette marche est si constante, qu'on peut calculer les moyennes mensuelles d'un lieu à l'aide d'un petit nombre d'éléments. On a d'ailleurs vérifié la justesse de cette assertion sur des points situés en Laponie, sur les bords du golfe Persique, dans le nouveau et dans l'ancien monde. Si nous cherchons quels sont les jours où la température est égale à la moyenne et ceux où elle atteint son *maximum* et son *minimum*, nous trouvons :

Minimum de température.	14 janvier.
Moyenne	24 avril et 21 octobre.
Maximum.	26 juillet[1].

La loi de cette marche de la température se déduit aisément de la position du soleil par rapport à notre hémisphère. Dans le mois de janvier, quand les jours commencent à grandir, le soleil agit avec plus de force, parce que sa hauteur angulaire est plus grande et qu'il reste plus longtemps au-dessus de l'horizon. Les jours continuant à croître, la terre continue à s'échauffer; mais, la hauteur angulaire du soleil augmentant d'abord lentement, la chaleur augmente peu, c'est seulement vers l'équinoxe du printemps que la température s'élève avec rapidité. Une portion de celle que la terre reçoit du soleil pendant la journée se perd par le rayonnement, l'autre pénètre jusqu'à une faible profondeur, et une autre portion sert à échauffer l'atmosphère. Par le rayonnement nocturne, une partie de cette chaleur acquise se perd de nouveau dans l'espace; mais, la nuit étant moins longue que le jour, il y a en définitive accroissement de la température d'un jour à l'autre. Vers le solstice d'été, la hauteur du soleil variant peu, l'accroissement de la température marche plus lentement.

Si l'influence solaire était la seule cause du réchauffement, le *maxi-*

[1] Dans l'*Annuaire du bureau des Longitudes* pour 1825, M. Arago a donné la liste des jours auxquels on a observé des *maxima* de chaleur et de froid à l'Observatoire de Paris depuis 1665 jusqu'à 1823. Les jours du plus grand froid tombent, en général, dans la deuxième semaine de janvier. Ceux de la plus grande chaleur sont irrégulièrement distribués en juillet et en août. A Maëstricht (*Mémoires de l'Acad. de Bruxelles*, t. X), M. Crahay trouva que ces jours étaient ainsi distribués (sa période comprend les années 1818 à 1833) :

Maximum.	Juillet,	11 fois.	Date moyenne, 19 juillet.
	Août,	3	
	Juin,	2	
Minimum.	Janvier,	6 fois.	Date moyenne, 22 janvier.
	Février,	5	
	Décembre,	3	
	Mars,	2	

M.

mum de la température coïnciderait avec le plus long jour de l'année. Quoique l'action du soleil soit moins énergique à mesure que sa hauteur diminue, le rayonnement nocturne se réduit à peu de chose en été à cause de la brièveté des nuits. Chaque jour le soleil ajoute donc une nouvelle quantité de chaleur à celle que la terre possède déjà, et la moyenne des 24 heures va toujours en croissant. C'est pourquoi la température augmente même après le solstice d'été tant que la diminution dans la longueur des jours est peu sensible, et le *maximum* se trouve au moment où le gain de la journée compense les pertes de la nuit. C'est seulement lorsque les jours diminuent rapidement, à l'époque où le soleil se rapproche de l'équateur, que la température s'abaisse. Cet abaissement serait encore plus sensible si les couches superficielles de la terre ne restituaient point à l'air une partie de la chaleur qu'elles lui ont empruntée pendant l'été. Cette diminution continue encore quelque temps après le solstice d'hiver, parce que la perte pendant la nuit l'emporte toujours sur le gain de la journée.

Quelle que soit la concordance qu'on observe dans les différents lieux, eu égard aux variations de température de l'année, on ne doit pas perdre de vue une circonstance sur laquelle nous reviendrons plus tard avec le plus grand détail. En effet, si l'on prend la différence entre le mois le plus froid et le mois le plus chaud de l'année, on trouve que cette différence est très-faible sur de petites îles et sur les côtes occidentales des continents, mais devient plus considérable à mesure qu'on pénètre dans l'intérieur des continents. Ainsi, à latitude égale, les côtes et les mers sont plus chaudes en hiver que l'intérieur des terres.

SAISONS. — Les saisons astronomiques se règlent suivant le cours du soleil. En météorologie on cherche à les diviser d'après la marche de la température. L'hiver étant la saison la plus rigoureuse, nous devons nous arranger de façon que le jour le plus froid de l'année tombe à peu près au milieu de cette saison. Ce jour se trouvant aux environs du 15 janvier, l'hiver se composera des mois de décembre, janvier et février; le printemps, de mars, avril, mai, et ainsi de suite. Peu de météorologistes sont restés fidèles à la division astronomique, qui fait commencer l'hiver au 21 décembre. Une méthode plus vicieuse encore est celle qui consiste à créer des saisons artificielles pour des points particuliers du globe, en plaçant, par exemple, le commencement de l'hiver au jour où le thermomètre marque zéro pour la première fois, et celui du printemps à l'époque des premières feuilles. Une telle division ne peut que jeter de la confusion dans la science; car on trouverait, en procédant ainsi, un nombre infini de distributions des saisons sur la surface du globe.

INFLUENCE DE LA LATITUDE SUR LA TEMPÉRATURE. — Si nous comparons des points fort éloignés les uns des autres en latitude,

nous trouverons que leurs températures moyennes sont d'autant plus basses que nous nous éloignons davantage de l'équateur et que, par conséquent, la hauteur moyenne du soleil au-dessus de l'horizon est moins grande. Ainsi, tandis qu'à l'équateur la température moyenne varie entre 27° et 28°, elle n'est plus à Ténériffe que de 21°,7; à Paris de 10°,8, et au cap Nord de zéro. D'autres circonstances, telles que la direction des vents, la quantité d'humidité, etc., ont encore une influence notable sur la température moyenne, qui, à latitude égale, est toujours plus élevée sur les côtes et dans les îles qu'à l'intérieur des grands continents.

TEMPÉRATURE DES COUCHES SUPÉRIEURES DE L'ATMOSPHÈRE. — La température moyenne dépend non-seulement de la position d'un lieu par rapport à l'équateur, mais encore de son élévation au-dessus du niveau de la mer. Si l'on compare la marche du thermomètre au pied et au sommet d'une montagne, on s'aperçoit que la moyenne est d'autant plus basse que la montagne est plus haute. Les aéronautes ont fait la même observation. Sur les montagnes, cet abaissement de la température est extrêmement sensible, parce qu'il est presque toujours accompagné d'un vent assez fort, qui augmente l'impression physiologique du froid. C'est à un rayonnement plus actif et à la moindre capacité de l'air raréfié pour la chaleur qu'il faut attribuer cette différence. En général, on peut admettre que la température décroît d'un degré par 185 mètres; mais ce dernier nombre varie avec la latitude, la saison et l'heure du jour; car le décroissement de la température est beaucoup plus fort en été qu'en hiver; l'après-midi il est plus sensible que le matin, et il dépend aussi de la sérénité du ciel, de la pluie, de la grêle et des autres hydrométéores.

II

DES VENTS

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES. — Tant que la densité de l'air est partout la même, l'atmosphère reste en repos; mais dès que cet équilibre est rompu par une cause quelconque, il en résulte un mouvement qui prend le nom de *vent*. Si, dans une partie de l'atmosphère, l'air devient plus dense, il s'écoule vers celles où la densité est moindre, de la même manière que l'air comprimé dans un soufflet s'échappe par son orifice. Ce déplacement de l'air est tout à fait analogue à celui de l'eau dans les rivières; c'est un écoulement de l'océan aérien d'une région vers une autre.

Ces courants, dont nous allons étudier les lois, jouent un grand rôle dans la nature. Ils favorisent la fécondation des fleurs en agitant les rameaux des plantes et en transportant le pollen à de grandes distances. Ils renouvellent l'air des villes, et adoucissent les climats du nord en leur apportant la chaleur du midi. Sans eux les pluies seraient inconnues dans l'intérieur des continents, qui se transformeraient en déserts arides.

DIRECTION DES VENTS. — Pour indiquer la direction du vent, les quatre points cardinaux seraient insuffisants. On partage donc l'horizon en huit parties égales, et l'on désigne le vent en lui donnant le nom du point de l'horizon d'où il souffle. Les huit espèces de vents sont le *nord*, *nord-est*, *est*, *sud-est*, *sud*, *sud-ouest*, *ouest* et *nord-ouest*.

Dans les registres météorologiques on n'écrit que les initiales de ces mots, savoir : N., N. E., E., S. E., S., S. O., O., N. O. Plusieurs météorologistes partagent l'horizon en seize parties égales, et désignent les points intermédiaires entre les huit premières en les faisant précéder des lettres N. ou S. si la région d'où vient le vent est placée entre le méridien et un des points N. E., N. O., S. E., S. O.; ou des lettres E. ou O. si cette région est intermédiaire entre ces mêmes points et la ligne

E. O., qui est perpendiculaire au méridien. Ainsi la région située entre le N. et le N. O. se nommera le N. N. O.; celle située entre le N. E. e l'E. sera désignée par E. N. E. Les 16 points qui partagent l'horizon sont donc N., N. N. E., N. E., E. N. E., E., E. S. E., S. E., S. S. E., S., S. S. O., S. O., O. S. O., O., O. N. O., N. O., N. N. O. Dans quelques cas particuliers il est utile d'obtenir une approximation encore plus grande. Alors on désigne la région au moyen des divisions ordinaires du cercle en 360°, en partant du N. ou du S., et en indiquant si la déviation à partir du méridien est orientale ou occidentale. Ainsi S. 83° E. désigne un vent venant d'un point situé entre l'est et le sud à 83° du méridien; N. 12° O. est un vent qui souffle d'un point situé entre le nord et l'ouest, mais à 12° de distance du nord.

Les girouettes indiquent la direction générale du vent à la surface de la terre. Elles sont placées ordinairement sur des bâtiments élevés, tels que des clochers, des tours, afin que les petits changements de direction du vent résultant des accidents du sol n'aient aucune action sur elles. Les nuages nous indiquent la direction des courants aériens supérieurs. Comme elle diffère très-souvent de la direction du vent à la surface de la terre, il est bon de les noter toutes deux dans les registres météorologiques.

VITESSE DU VENT. — La force inégale du vent est un fait d'observation journalière. Nous trouvons toutes les transitions imaginables entre une fraîcheur à peine sensible et les ouragans qui renversent des murailles et déracinent les plus gros arbres. D'après leur rapidité on les divise en vent faible (petite brise), vent modéré (jolie brise), vent assez fort (brise fraîche), vent violent (grand frais), coup de vent et tempête. On donne le nom d'ouragans à ces tempêtes violentes et continues qu'on observe dans la mauvaise saison. Entre les tropiques ce mot s'applique à des vents qui n'ont rien de commun avec nos ouragans d'Europe. Dans les latitudes moyennes on désigne encore sous ce nom les violents orages de la belle saison.

Le plus souvent on se borne à estimer la force du vent d'après la sensation qu'il produit sur notre corps, et on la désigne par les chiffres 1, 2, 3, 4, le vent n° 4 étant le plus violent de tous. Mais, pour obtenir des mesures exactes, il faut avoir recours à un *anémomètre*. Si nous suspendons verticalement une surface de manière qu'elle soit perpendiculaire à la direction du vent, et qu'elle puisse tourner autour d'une de ses arêtes horizontales comme autour d'une charnière, le vent la déviera de la verticale, et, pour la ramener à sa première position, il faudra employer une force d'autant plus considérable que le vent sera plus fort. Si donc on suspend à un levier qui fasse corps avec cette surface un poids capable de la ramener à la position verticale, la force du vent pourra se déduire du poids employé. Au premier abord cette idée

paraît fort simple, et cependant elle est fort difficile à mettre en pratique. Il est préférable d'opposer au vent une plaque pesante et de mesurer l'angle dont elle est déviée de la verticale. Tous ces appareils ont un vice commun, c'est qu'ils ne peuvent qu'indiquer la force du vent au moment de l'observation, et, pour obtenir la vitesse moyenne, il faudrait observer continuellement.

De tous les anémomètres celui de **Woltmann** me paraît le mieux imaginé. Qu'on se figure une girouette ordinaire munie, du côté tourné vers le vent, d'un axe horizontal qui porte deux petites ailes de moulin. Le courant aérien donne d'abord à la girouette une direction convenable; puis il met les ailes en mouvement. Celles-ci tournent d'autant plus rapidement que le vent est plus fort. Pour compter les tours, l'axe porte une vis sans fin qui s'engrène avec une roue dentée. Si l'on note sa position au commencement et à la fin de l'observation, on en conclut facilement le nombre de tours accomplis dans une minute. Pour en déduire la vitesse du vent, il suffit de choisir un jour calme et de parcourir dans une voiture ou sur un chemin de fer une distance connue dans un temps donné. Il est évident que l'effet sera le même que si, l'instrument restant en repos, l'air était en mouvement. Alors on construit une table qui nous apprend quelle est la vitesse du vent qui fait tourner les ailes 40, 50 ou 60 fois dans une minute. On pourrait aussi, à la rigueur, régler l'instrument en le plaçant sur une plaine découverte et en observant à quelle distance le vent transporte en une minute des corps légers, tels que des petits morceaux de papier, du duvet, ou des feuilles.

Il serait sans doute fort désirable d'avoir un grand nombre de mesures exactes de la vitesse du vent, mais de graves difficultés ont entravé de tout temps ce genre de recherches. En effet, l'instrument doit être établi dans une vaste plaine, en plein air ou sur un toit, situations fort incommodes pour un observateur. (*Voy.* la note B.)

La vitesse des courants aériens supérieurs se mesure par la rapidité avec laquelle l'ombre d'un nuage se meut à la surface de la terre.

DIRECTION MOYENNE DU VENT. — Je suppose que dans un même lieu on ait noté pendant un certain temps la force et la direction des vents, on se demandera d'abord quel est le vent qui a soufflé le plus souvent. On obtient ainsi 8 ou 16 nombres qui ne nous apprendront pas ce que nous voulons savoir; mais, si nous savions combien de fois et avec quelle force chacun de ces vents a soufflé, nous pourrions arriver à un résultat positif. En effet, chaque vent fait passer par le lieu qu'habite l'observateur une masse d'air provenant de la région d'où il vient. A vitesse égale, cette masse d'air est d'autant plus considérable, que le vent a régné plus longtemps. Si ce vent est suivi d'un autre qui souffle dans une direction diamétralement opposée, il ramènera cette même masse d'air.

Comme l'on estime rarement la vitesse des vents, nous sommes forcés de tenir seulement compte de leur fréquence et de supposer leur force égale. Admettons donc que dans un lieu donné le vent du nord ait soufflé 30 fois, celui du sud 20 fois : le premier a amené une masse d'air que nous désignerons par 30; mais de cette masse le vent du sud en a ramené les deux tiers ou 20, et le résultat définitif est le même que si le vent du nord avait soufflé 30—20, ou 10 fois. Si le vent du nord et celui d'est avaient soufflé chacun 20 fois, le résultat eût été le même que si le vent avait soufflé du N. E. En considérant ainsi les vents comme des forces qui mettent l'air en mouvement, nous pouvons chercher leur résultante d'après les lois de la mécanique, et nous obtenons ainsi la direction moyenne du vent. Il nous reste à déterminer non-seulement la direction, mais encore la force de cette résultante. Pour y parvenir, supposons que toutes les directions observées soient au nombre de 1,000, et divisons par ce nombre la vitesse comptée sur la direction moyenne du vent. Si donc nous trouvons que pour un lieu donné la direction moyenne du vent est S. 63° O., et sa force 158, cela veut dire que les 1,000 vents que l'on a notés dans ce point ont agi sur le déplacement de l'atmosphère de la même manière que si 158 fois le vent avait soufflé du S. 63° O.[1].

Cette méthode est celle de **Lambert.** M. **Schouw** cherche le rapport numérique des vents d'est (N. E., E., S. E.) aux vents d'ouest (N. O., O., S. O.), et celui des vents du nord (N. O., N., N. E.) aux vents du sud (S. O., S., S. E.). Si, dans un même lieu et dans un temps donné, les vents ont soufflé, celui du N. 84 fois; N. E. 98; E. 119; S. E. 87; S. 97; S. O. 185; O. 198; N. O. 151, en supposant que le nombre total des vents est de 1,000, nous verrons que le nombre total des vents d'est a été

$$98 + 119 + 87 = 304;$$

[1] Il est facile d'obtenir par une formule générale cette *direction moyenne.* Sur une rose des vents, menons un rayon du centre jusqu'au point de la circonférence d'où vient le vent, et convenons de désigner cette direction par l'angle (azimuth) que cette ligne fait avec la ligne méridienne en allant du nord vers l'est. La tangente *trigonométrique* de cet angle sera donnée par la formule

$$\frac{\text{E.} - \text{O.} + \frac{1}{2}\sqrt{2}\,(\text{N. E.} + \text{S. E.} - \text{N. O.} - \text{S. O.})}{\text{N.} - \text{S.} + \frac{1}{2}\sqrt{2}\,(\text{N. E.} + \text{N. O.} - \text{S. E.} + \text{S. O.})}$$

en convenant de représenter par N., N. E., E., etc., les nombres de fois que chacun des vents correspondants a soufflé sur un nombre total de 1,000 fois.

Une fois cet angle obtenu, le produit du dénominateur de la fraction précédente par la sécante trigonométrique du même angle donnera la résultante générale du vent.

Le résultat de ces calculs n'est pas très-rigoureux, car, faute d'un instrument commode et exact propre à mesurer la vitesse du vent, l'on est obligé de supposer que chaque espèce de vent a soufflé moyennement avec la même vitesse. M.

celui des vents d'ouest,

$$185 + 198 + 131 = 514;$$

celui des vents du nord,

$$131 + 98 + 84 = 313;$$

et celui enfin des vents du sud,

$$87 + 97 + 185 = 369.$$

Nous trouvons donc pour cette localité que la fréquence des vents d'est est à celle des vents d'ouest comme 304 : 514, comme 1 : 1,69; et la fréquence des vents du nord est à celle des vents du sud comme 313 : 369, comme 1 : 1,18. Ainsi la fréquence des vents de sud et d'ouest l'emporte sur celle des vents du nord et de l'est. On arrive au même résultat par la méthode de **Lambert,** qui, dans l'exemple précédent, donne S. 76° O. pour la direction, et 177 pour la force moyenne du vent.

CAUSES DES VENTS. — Comme ces courants sont toujours produits par une rupture d'équilibre dans l'état de l'atmosphère, il semblerait au premier abord qu'ils dussent reconnaître un nombre infini de causes. Mais une analyse plus détaillée montre que toutes ces causes se réduisent à des différences de température entre des pays voisins. Supposons que deux colonnes d'air aient la même température dans toute leur hauteur, elles seront en équilibre; mais, si la terre sur laquelle elles reposent s'échauffe inégalement, l'équilibre sera rompu.

Faisons abstraction de la sphéricité du globe; supposons que l'air ait la même densité dans toute sa hauteur, et qu'il ait une limite supérieure bien déterminée. Désignons par AB (pl. II, fig. 1) la surface de la terre, et CD la limite de l'atmosphère parallèle à AB. Si toute la surface AB s'échauffait également, l'air se dilaterait et éloignerait de la terre la limite CD. Mais, si la portion EF est échauffée tandis que AE et FB conservent la même température, alors la colonne d'air EFIL se dilatera, et sa limite supérieure sera plus élevée en GH que IL, par exemple. Mais, de même qu'une goutte d'eau tombant sur une surface liquide s'étend également dans tous les sens, de même la masse d'air située entre GH et IL s'écoule de tous les côtés et produit des vents qui, ainsi que l'indique la flèche d'en haut, soufflent des pays plus chauds vers des pays plus froids.

Tandis que ces phénomènes se passent dans les régions supérieures de l'atmosphère, l'équilibre est aussi rompu au niveau du sol; le poids des colonnes ACIE et FBLD étant augmenté de tout le poids de l'air qui s'est épanché à leur surface supérieure, cet accroissement de poids se

communique de tous les côtés avec d'autant plus de facilité que le poids de la colonne dont EF est la base se trouve diminué. De même que l'air comprimé dans un ballon s'écoule au dehors dès qu'on y pratique une ouverture, de même l'air s'écoule des parties plus froides vers les régions plus chaudes dans la direction des flèches inférieures.

Si la région EF s'était notablement refroidie, l'atmosphère située au-dessus se serait contractée; et les colonnes d'air AE et FB se seraient écoulées vers EF, tandis que deux courants inverses auraient eu lieu à la surface du globe. La combinaison de ces faits nous conduit à la conclusion suivante :

Si deux régions voisines sont inégalement échauffées, il se produira dans les couches supérieures un vent allant de la région chaude à la région froide, et à la surface du sol un courant contraire.

Telle est la cause de tous les vents que nous observons. La petite expérience suivante, due à **Franklin**, représente très-bien ce qui se passe dans l'atmosphère. Ouvrez en hiver une porte qui fasse communiquer une chambre chaude avec un appartement froid; il y aura deux courants : l'un supérieur, de la chambre chaude à l'appartement froid; l'autre inférieur, en sens contraire.

Pour s'en assurer, il suffit de placer deux bougies, l'une en haut, l'autre en bas de la porte; la flamme de la première se dirigera de dedans en dehors, celle de la seconde en sens contraire. Quelquefois ces deux courants existent en haut et en bas d'un carreau imparfaitement mastiqué; et nous observerons qu'en hiver il s'accumulera une couche de glace plus épaisse à sa partie inférieure. Dans une cheminée, dans le verre d'une lampe, il s'établit un courant ascendant qui alimente la flamme; et ce courant est d'autant plus énergique que les parois du tuyau de la cheminée ou du verre de lampe sont plus échauffées [1].

Quelques physiciens se sont efforcés de chercher dans le globe terrestre lui-même la cause de tous les vents. Dans les montagnes, ont-ils dit, les vents sont plus violents parce qu'ils s'échappent du sein de la terre avec une plus grande facilité. Mais, si les vents sont plus forts dans les pays de montagnes, cela tient uniquement à ce que les vallées ou les sommets déterminent des courants locaux dont la vitesse s'ajoute à celle

[1] Les vents ainsi produits ont été nommés *vents d'aspiration*. En voici un exemple remarquable. Le 18 novembre 1822, la corvette la *Coquille*, commandée par M. Duperrey, fut subitement assaillie d'un *pampero*, vent fréquent vers l'embouchure du Rio de la Plata, quoiqu'elle fût à plus de 1,000 kilomètres E. N. E. de ce parage. Ce qui porte à signaler ce vent qui venait de terre comme un vent d'aspiration occasionné par une raréfaction de l'atmosphère de la mer, c'est qu'au moment où on le ressentit il y eut un abaissement rapide du baromètre. (*Comptes rendus de l'Académie des sciences*, t. VII, p 312.) M.

du vent principal. Si des vents du sud violents règnent dans le midi de l'Europe, ils acquièrent dans les vallées des Alpes de la Suisse, où ils sont connus sous le nom de *foen*, une violence dont on ne saurait se faire une idée[1]. L'eau se comporte de la même manière quand le lit d'un fleuve se rétrécit ou se hérisse de rochers : des courants rapides se précipitent partout entre les pierres, quand même, à quelques mètres en amont, l'eau conserve une tranquillité parfaite. **De Saussure** avait aussi remarqué sur les Alpes des alternatives de calme et de coups de vent très-violents.

Quelques physiciens se sont aussi appuyés sur un fait bien connu des mineurs : pendant et avant de violentes tempêtes, ils ont observé des courants ascendants très-forts; mais il ne faut pas oublier que les orages sont presque toujours précédés ou accompagnés d'une forte baisse de la colonne barométrique. La pression atmosphérique devenant moindre, l'air contenu dans les entrailles de la terre se dilate et monte à la surface. Ce phénomène rappelle l'expérience que l'on fait souvent avec la machine pneumatique. Placez sous son récipient une vessie bien fermée, mais complétement aplatie, elle se gonflera à mesure que vous ferez le vide.

Les violentes tempêtes qui accompagnent souvent les éruptions volcaniques sont un dernier argument invoqué par quelques auteurs. Mais cette coïncidence s'explique de la manière la plus simple : en effet, la chaleur du volcan détermine un courant ascendant, et de tous côtés l'air froid se précipite vers la montagne. Les vents ont donc une direction diamétralement opposée à celle qu'ils auraient s'ils s'échappaient du cratère volcanique.

DIFFÉRENCES QUE PRÉSENTENT LES VENTS DANS LES DIFFÉRENTES RÉGIONS DU GLOBE. — En examinant les vents dans toutes les parties du monde, on trouve des différences importantes qui servent à caractériser les climats. Sur les bords de la mer, principalement entre les tropiques, on observe tous les jours une période assez régulière. A certaines heures déterminées le vent souffle de la mer, c'est une brise marine; à d'autres heures le vent vient de la terre. Sur l'Atlantique et le grand Océan, le long de la ligne équatoriale, les vents soufflent pendant toute l'année du même point de l'horizon; ceux qui viennent de l'est sont appelés vents *alizés*. Dans l'Inde et les mers avoisinantes,

[1] J'étais à Grindelwald, dans le canton de Berne, pendant la nuit du 17 au 18 juillet 1841. Le soir, un vent chaud commença à souffler dans la vallée; il pénétrait par l'échancrure qui sépare l'Eiger du Metienberg. Sa violence alla toujours en augmentant pendant toute la nuit; et le lendemain on ne voyait de tous côtés qu'arbres déracinés ou brisés, toitures enlevées et transportées à de grandes distances. Une foule de fragments de glace détachés du glacier inférieur de Grindelwald étaient échoués dans le lit ou sur les bords de la Lutschine noire. M.

nous observons une période annuelle dans la direction du vent. Pendant six mois le vent souffle constamment d'un point de l'horizon, et pendant six autres mois d'un autre point. Ces vents variables sont les *moussons*. Dans les latitudes plus élevées tous les vents sont variables, et rarement le même dure pendant plusieurs jours de suite.

VENTS DE TERRE ET BRISES DE MER. — Sur les côtes, lorsque le temps est calme, on ne sent aucun mouvement dans l'air jusqu'à huit ou neuf heures du matin, mais alors il s'élève peu à peu une brise de mer. Faible d'abord et limitée à un petit espace, elle augmente peu à peu de force et d'étendue jusqu'à trois heures de l'après-midi; puis elle s'affaiblit pour céder la place au vent de terre, qui s'élève peu après le coucher du soleil, et atteint son maximum de vitesse et d'extension au moment du lever de cet astre.

La direction de ces deux brises est perpendiculaire à celle de la côte; mais, si un autre vent souffle en même temps, alors elle se modifie de diverses manières. Si c'est le vent d'est qui souffle près d'une île, la brise de mer sera très-forte sur la côte orientale de l'île et le vent de terre sera faible; sur la côte occidentale, au contraire, le vent de terre sera plus fort que la brise de mer. Sur la côte septentrionale, la direction des brises ne sera pas normale à celle de la côte : le vent de terre soufflera du S.E. au moment de sa plus grande force; et la brise de mer du N.E. Dans le cours de la journée, le vent prendra toutes les directions intermédiaires. Au fond des golfes, les brises de mer sont très-faibles; sur des promontoires, ce sont celles de terre. Ces brises existent entre les tropiques, et on en remarque quelques traces même au Groënland.

L'alternance de ces vents s'explique par l'échauffement inégal de la terre et de la mer. Vers neuf heures du matin, la température est à peu près la même sur la terre et sur la mer, et l'air est en état d'équilibre. A mesure que le soleil s'élève au-dessus de l'horizon, le sol s'échauffe plus que l'eau; il en résulte un vent de terre supérieur que l'on reconnaît souvent à la marche des nuages élevés, et une brise marine soufflant en sens contraire. Au moment du *maximum* de température de la journée, cette brise acquiert sa plus grande force; mais, vers le soir, l'air de la terre se refroidit, et, au coucher du soleil, il a la même température que l'air marin. Il en résulte quelques heures de calme parfait. Pendant la nuit, la terre se refroidit plus que l'eau et il règne un vent de terre dont le *maximum* de force coïncide avec ce moment du *minimum* de la température des vingt-quatre heures, qui est aussi celui où la différence de température entre la terre et la mer est la plus grande possible[1].

[1] M. Fournet a fait voir qu'il existait dans les montagnes des brises de jour et de

VENTS ALIZÉS. — Peu de phénomènes ont excité autant d'étonnement parmi les premiers navigateurs qui, dans le quinzième siècle, se hasardèrent dans l'océan Atlantique, que les vents d'est qui soufflent régulièrement entre les tropiques. Les compagnons de **Colomb** furent frappés de terreur lorsqu'ils se virent poussés par des vents d'est continus, qui semblaient leur présager qu'ils ne pourraient jamais retourner dans leur patrie. Pendant plusieurs siècles on s'efforça vainement de les expliquer; enfin **Halley** et **Hadley** proposèrent la théorie suivante :

Les régions qui bordent l'équateur sont les plus chaudes de la terre, puisque le soleil s'éloigne peu de leur zénith ; mais, à partir de ces zones, la température va en diminuant à mesure qu'on s'avance vers les pôles. Il se forme donc un courant supérieur de l'équateur vers les deux pôles, un autre inférieur des pôles à l'équateur. L'air des pôles se réchauffe dans le voisinage de l'équateur, monte, et retourne de nouveau vers les extrémités de l'axe terrestre. D'après cela, nous devons trouver un vent du nord dans l'hémisphère boréal, un vent du sud dans l'hémisphère

nuit analogues à celles de terre et de mer. Voici le résumé de ce mémoire, tel que l'auteur l'a donné lui-même :

1° Les aspérités du sol déterminent journellement un flux et un reflux atmosphérique qui se trahissent par des brises ou des vents ascendants et descendants, connus de temps immémorial, dans certaines localités, sous les noms de *thalwind*, *pontias*, *vesine*, *solore*, *vauderou*, *rebas*, *vent du mont Blanc*, *aloup du vent*.

2° Ces courants d'air se développent au plus haut degré dans les concavités des vallées, mais sans leur être exclusivement propres; car ils se manifestent le long de toutes les rampes, et le courant des vallées n'est que le résultat des ascensions et des cascades latérales et partielles (vallées de Cogne, d'Aoste, de la Quarazza, plan de Saint-Symphorien, Pilat, Chessy).

3° Le passage du flux au reflux et réciproquement est rapide dans les gorges étroites et aboutissant, après un court trajet, à de hautes sommités (vallées d'Anzasca, de la Sésia, de la Visbach, du Trient, de Cogno, de Val-Megnier, Martigny, Simplon) : il est plus tardif dans les bassins généraux, où le flux n'est, en général, franchement établi qu'à dix heures du matin, où le reflux ne commence à être régularisé que vers les neuf heures du soir (vallées du Gier, d'Azergue, de la Brevanne, de l'Arc, d'Aoste, de la Foccia, du Rhône supérieur). L'intervalle entre les marées montantes et descendantes est rempli par des oscillations ou des redondances alternatives. L'heure de cet instant critique varie avec les saisons et aussi avec quelques circonstances météorologiques accidentelles (vallées d'Aoste, Maurienne, Nyons, Gier).

4° Les vents des vallées sont réguliers dans les vallées régulières, mais présentent des accidents vers leurs embranchements; ces irrégularités peuvent se manifester suivant le mode d'emboîtement des vallées, soit dans la période diurne (Martigny, Aoste), soit dans la période nocturne (Verrès, Bannio, Saint-Jean-de-Maurienne, Martigny, Firminy).

5° La configuration des parties supérieures des vallées exerce encore une grande influence sur ces vents, suivant les heures et les saisons : ainsi ils sont tantôt plus prononcés de jour que de nuit (Maurienne), tantôt plus la nuit que le jour (*pontias*, *aloup de vent* de Chessy) ; quelquefois c'est l'hiver avec ses neiges qui est le plus favorable aux vents nocturnes, d'autres fois c'est l'été pour les vents de jour (Maurienne). Il serait curieux d'examiner, sous ce rapport, l'influence des cirques ellip-

austral; mais, ces deux directions se combinant avec le mouvement de la terre d'occident en orient, il en résulte un vent de N.E. pour notre hémisphère, et un vent de S.E. pour l'autre. En effet, le diamètre des cercles parallèles allant toujours en diminuant à mesure qu'on s'éloigne de l'équateur, et tous les points situés sur un même méridien tournant en 24 heures autour de l'axe terrestre, il en résulte qu'ils se meuvent avec une vitesse d'autant plus grande qu'ils sont plus rapprochés de la ligne équinoxiale. Mais les masses d'air qui du nord affluent vers l'équateur ont une vitesse acquise moindre que celle des régions vers lesquelles elles se dirigent : elles tournent donc moins vite que les points situés vers l'équateur, et opposent aux parties qui s'élèvent au-dessus de la surface du globe une résistance analogue à celle d'un vent de N.E. bien caractérisé. Par la même raison le vent alizé de l'hémisphère austral souffle du S.E.

En s'approchant de l'équateur, à partir du 30e parallèle, on trouve peu de changements dans la direction des vents : ils varient du N.N.E.

tiques que forment les parties supérieures et terminales des vallées jurassiques et subalpines, comparativement aux terminaisons douces et insensibles des montagnes primordiales. Dans la vallée de Joux, par exemple, les alternatives de chaud et de froid sont si brusques, que l'on y éprouve quelquefois des variations de 20 degrés en quelques heures, et que l'on a vu les faucheurs couper de la glace le matin avec leurs faux, tandis que quelques heures après le thermomètre indiquait 38 degrés au soleil; il est impossible que de pareilles différences ne produisent pas des courants extraordinaires.

6° L'effet de ces marées est, en général, plus prononcé dans les vallées larges, et s'affaiblit dans les ramifications latérales (Maurienne, Aoste). Pourtant, quand le bassin devient une véritable plaine, capable de subvenir à une très grande dépense ou d'absorber une masse considérable, alors les effets s'affaiblissent : ainsi, rarement le *pontias* atteint le cours du Rhône; et, autour de Genève, les brises de la vallée de l'Arve paraissent assez affaiblies pour n'avoir pas excité l'attention des habiles observateurs de cette ville. Cependant ce fait serait à vérifier dès à présent.

7° En comparant le phénomène des marées autour des montagnes à celui des brises de terre et de mer qui se produisent réciproquement le long des côtes, on voit qu'à la même époque où les vents diurnes de mer poussent les vaisseaux dans les ports, le flot aérien s'élève aussi de son côté autour des montagnes, et que l'inverse a lieu durant la nuit. Il suit donc de là que la totalité de l'atmosphère du Rhône devrait être soumise journellement à un mouvement qui la porte, d'une part, de la mer vers le continent, et de celui-ci vers les sommités du plateau de la France centrale ou de celle des Alpes et du Jura; après quoi elle retournerait, durant la nuit, vers son point de départ. Mais la lenteur avec laquelle un mouvement quelconque se transmet dans une grande masse d'un fluide élastique, annule en partie ces effets. Cependant cette annihilation n'est pas toujours complète; et dès ce moment je suis porté à croire que ces légers courants qui se manifestent autour de Lyon dans les journées que l'on peut considérer comme calmes d'ailleurs ne sont que le résultat de ces oscillations dont je développerai les effets dans une autre occasion.

8° Les marées atmosphériques poussent avec elles les corps susceptibles de flotter. C'est ainsi que, suivant les circonstances, les fumées, et surtout la vapeur d'eau, vont se condenser durant le jour autour des hautes cimes (vallées d'Aoste, de la Maurienne, de l'Ossola, d'Anzasca, de la Sésia, val d'Illiers, col du Géant, Valais,

au N.E. ou à l'E.N.E., et dans le voisinage de l'équateur ils sont à l'est. C'est en effet à l'équateur que le mouvement de rotation de la terre est le plus rapide, et c'est là que les masses d'air restent le plus en arrière et opposent la plus grande résistance; c'est aussi sur cette ligne que les vents alizés des deux hémisphères se rencontrent : et, comme ils viennent l'un du N.E., l'autre du S.E., il en résulte un vent d'est, de même qu'une bille de billard en mouvement, rencontrée par une autre, prend une direction intermédiaire entre celle des deux billes. Aussi les vents alizés de notre hémisphère affectent-ils toutes les directions comprises entre l'E. et le N.N.E.

Dans les régions supérieures de l'atmosphère il existe aussi des courants constants; dans l'hémisphère boréal, l'air échauffé se dirige vers le nord, et, à mesure qu'il s'avance vers le pôle, il devance toujours de

Pilat), ou bien sont ramenées durant la nuit vers les concavités (Martigny, Chessy, Saint-Marcel, vallée du Gier, col du Géant) : d'où il suit que l'air se dessèche durant la nuit et devient plus humide durant le jour sur ces hauteurs, tandis que l'effet inverse a lieu pour la nuit dans les concavités (Genève, col du Géant, Saint-Paul). Il est facile de voir d'après cela que ces marées doivent jouer un rôle important dans les développements des nuages parasites et dans les phénomènes de la distribution des pluies et des orages.

9° L'air chaud des plaines, s'élevant durant le jour, tend à échauffer les vallées et les sommités; mais cet effet est contre-balancé en partie par l'évaporation qu'il occasionne, en sorte qu'il peut dessécher et refroidir (Maurienne) : d'un autre côté, la brise nocturne tend à refroidir les vallées en y portant le froid des régions supérieures; de là l'explication de la fraîcheur subite occasionnée par l'*aloup du vent*, des congélations de vapeur d'eau occasionnées par le *pontias*, des gelées printanières qui, à rayonnement égal, affectent plus particulièrement les végétaux des vallées. On pourrait encore trouver dans cet effet l'explication de quelques-unes des anomalies de température que les voyageurs ont reconnues à diverses hauteurs sur le flanc des montagnes.

10° Les vents généraux supérieurs peuvent, dans certaines circonstances, altérer le flot ou le jusant aérien (Maurienne, Aoste, Ossola, Martigny, mont Cénis), ou bien les compliquer (Cogne); mais leur effet n'est pas toujours assez énergique pour le détruire entièrement (mont Thabor, val Sésia) : quelquefois ils produisent un calme plat (Tarentaise). Il suit de là que les pronostics de beau temps déduits de la régularité de l'allure des brises sont souvent contredits par l'expérience (vallée de la Brévenne, Chessy, Bex). Cependant, on peut dire qu'en général le renversement des courants est suivi d'une pluie (Maurienne).

11° Enfin les circonstances de température locale peuvent encore annuler les brises montagnardes; c'est ainsi que le *pontias* cesse de souffler lorsque, dans le court intervalle des nuits chaudes de l'été, la terre, échauffée par un soleil brûlant, n'a pas le temps de se refroidir suffisamment.

M. Fournet explique ces alternatives de courant ascendant diurne et de courant descendant nocturne par l'échauffement des cimes par le soleil levant qui détermine un courant ascendant; tandis que l'échauffement de la plaine, plus considérable dans la journée que celui de la montagne, détermine vers le soir un courant descendant. Je suis d'autant plus porté à admettre cette explication qu'il résulte des expériences faites dans l'été de 1842 au sommet du Faulhorn par M. Bravais, que l'échauffement *moyen* de la surface du sol pendant la journée y est sensiblement égal au *maximum* de celui de l'air. (Voyez *Annales de Chimie et de Physique*, t. LXXIV, p. 337; 1840). M.

plus en plus la terre dans son mouvement de rotation. La combinaison de ce mouvement de l'ouest vers l'est avec la direction primordiale du sud au nord engendre un vent de S. O. Pour la même raison, on observe un vent de N.O. dans les couches supérieures de l'hémisphère austral.

VENTS ALIZÉS DU GRAND OCÉAN. — Limitée d'un côté par la côte occidentale de l'Amérique, de l'autre par la côte orientale de la Nouvelle-Hollande, parsemée seulement de petits groupes d'îles, cette mer nous offre les plus grandes masses d'eau de notre globe. L'alizé du N.E. souffle assez régulièrement à quelque distance de la terre entre l'équateur et le cercle tropique boréal. Grâce à ce vent, les galions espagnols allaient toujours directement d'Acapulco à Manille sans s'écarter de leur route : aussi ne découvrirent-ils pas une foule d'îles qui ont été vues depuis. La limite septentrionale de ce vent alizé s'avance, pendant l'été de notre hémisphère, vers le pôle boréal, et s'en éloigne pendant notre hiver, suivant que notre hémisphère est plus chaud ou plus froid que l'hémisphère opposé. On peut admettre que l'alizé du N.E. règne entre le 2° et le 25° degré de latitude N.; l'alizé du S. E. souffle aussi régulièrement au sud de l'équateur; ses limites sont moins bien connues; mais l'on s'éloignera peu de la vérité en disant qu'il s'étend du 10° au 21° degré de latitude sud.

Ces vents règnent sur toute l'étendue de cette mer jusqu'aux Philippines et à la Nouvelle-Hollande; mais on ne les trouve qu'à une certaine distance de la côte américaine. Dans la bande qui sépare les deux vents alizés de 2° N. à 2° S., l'air est le plus fortement échauffé et s'élève avec une telle force, qu'il neutralise le mouvement horizontal. Aussi, dans cette bande, le calme plat n'est troublé que par des coups de vent appelés *tornados* ou *travados* par les Espagnols et les Portugais. Nous appellerons cette bande la *région des calmes*, et nous verrons que des torrents de pluie et des orages presque journaliers, joints aux causes mentionnées, s'y opposent à l'établissement des vents réguliers.

VENTS ALIZÉS DE L'OCÉAN ATLANTIQUE. — Les navigateurs qui parcourent ces mers dans tous les sens ont fixé leurs limites avec une grande précision. Au nord on ne trouve plus l'alizé du N.E. en pleine mer au delà du 28° ou 30° degré Sa limite méridionale est en moyenne par 8° N.; puis vient la région des calmes jusqu'à 3° N. où commence l'alizé du S.E. qui s'étend jusqu'au 28° de latitude sud. L'étendue de la région des calmes dépend aussi de la saison; en août elle s'étend de 3° 15′ N. à 13° N.; en février, de 1° 15′ N. à 6° N.

Sur cette mer l'alizé du S.E. s'étend toujours au nord de l'équateur; M. **Prévost** croyait expliquer cette anomalie en faisant remarquer que l'hémisphère austral est plus froid que le nôtre : la région des calmes, étant limitée, selon lui, par deux bandes dont la température moyenne

devait être la même, l'alizé de S.E. devait dépasser l'équateur. Cette explication, accueillie dans le temps avec beaucoup de faveur, est sujette cependant à des difficultés réelles. D'abord, dans le grand Océan, l'équateur forme la limite des vents alizés; ensuite, si l'explication de M. **Prévost** était juste, il s'ensuivrait cette conséquence absurde, que l'hiver de l'hémisphère boréal devrait être plus chaud que l'été de l'hémisphère austral, puisque dans cette saison l'alizé S.E. souffle toujours au nord de l'équateur.

Il faut chercher, avec M. **de Humboldt**, la solution de ce problème dans la configuration du bassin de la mer Atlantique. La portion de l'Amérique du Sud située au nord de l'équateur nous présente les montagnes élevées de la Colombie qui séparent la mer des Antilles du grand Océan. Lorsque le soleil est au sud de l'équateur, et par conséquent pendant l'hiver de l'hémisphère septentrional, ces mers sont déjà plus chaudes que le continent; mais le courant qui va se verser dans la mer des Antilles, et qui est, pour ainsi dire, la source du *Gulfstream*, élève encore leur température. Cette circonstance serait déjà suffisante pour déterminer un courant d'air du sud au nord qui, se combinant avec le vent d'est, engendre un vent de S.E. qui neutralise le vent de N.E. avant que celui-ci ait atteint l'équateur. Ajoutez à cela que la direction générale de la côte est du S.E. au N.O., ce qui favorise singulièrement l'extension du vent de sud-est.

VENT D'OUEST DES RÉGIONS SUPÉRIEURES. — Nous avons déjà démontré que ce vent devait régner constamment dans les régions supérieures de l'air entre les tropiques. Voici des preuves encore plus concluantes : les habitants de la Barbade, île située au nord de la chaîne des Antilles, virent un jour, à leur grand étonnement, des cendres volcaniques tomber du ciel. Elles provenaient du volcan de Saint-Vincent, situé à l'ouest de leur île. Ces cendres, lancées dans les airs jusque dans la région du courant supérieur, avaient été transportées par lui dans la direction de l'ouest à l'est. Au sommet du pic de Ténériffe, presque tous les voyageurs ont trouvé des vents d'ouest, même lorsque l'alizé régnait au niveau de la mer. **Paludan**, navigateur familiarisé avec ces parages, raconte que les petits nuages courent souvent en sens inverse du vent alizé, et **Bruce** a fait les mêmes observations en Abyssinie. Un fait récent confirme tous les précédents. Le 25 février 1835, les cendres lancées par le volcan de Cosiguina, dans l'état de Guatimala, obscurcirent pendant cinq jours la lumière du soleil; elles s'élevèrent jusque dans la région de l'alizé supérieur, et tombèrent, peu de temps après, dans les rues de Kingston, à la Jamaïque, située au N.E. de Guatimala.

VENTS DANS L'OCÉAN INDIEN. — Influencés par la configuration des terres, les vents qui règnent dans ces parages offrent des phénomènes difficiles à analyser. A l'ouest cette mer est bornée par l'Afrique,

qui s'étend du S.S.O. au N.N.E. Tous les documents soumis à une sévère critique, par **Ch. Ritter**, tendent à démontrer que ce continent est un plateau élevé dont les premiers gradins ont été seuls explorés. Au nord se trouvent la Perse et l'Arabie, formant deux plateaux peu élevés, dépourvus de rivières et couverts seulement d'une végétation misérable. Au sud de ces déserts de sable, la presqu'île indienne s'avance dans la mer suivant la direction du sud, tandis qu'elle est bornée au nord par les monts Himalaya, couverts de neiges éternelles, et le plateau du Tibet. La côte de Malabar surgit brusquement du sein de la mer, tandis que celle de Coromandel s'élève graduellement au-dessus de son niveau. La hauteur du plateau indien est partout à peu près la même; toutefois il s'abaisse à partir de la pointe septentrionale de l'île de Ceylan. A l'est du golfe du Bengale on trouve l'empire des Birmans, la terre s'étend vers le N.E.; au nord la mer de Chine est bornée par une chaine de montagnes, et à l'est par l'archipel des Philippines. Au sud et à l'est de la presqu'île de Malacca sont des îles hérissées de hautes montagnes, telles que Sumatra, Java, Bornéo et les Célèbes. Au sud de ce groupe on trouve la Nouvelle-Hollande, dont l'intérieur est inconnu; mais l'absence de rivières permet de supposer qu'elle n'offre ni plateaux ni chaînes élevées. La sécheresse des vents qui soufflent de l'intérieur peut faire présumer aussi qu'elle n'est point parsemée de grands lacs ou de nombreux étangs.

Cette prédominance de la terre et les différences de température qui existent constamment entre elle et la mer troublent la régularité de vents alizés. Des vents réguliers règnent pendant l'hiver et pendant l'été, mais leur direction n'est pas la même; on les désigne sous le nom de *moussons*, mot dérivé du malais *moussin*, qui veut dire saison.

En janvier la température de l'Afrique méridionale est à son *maximum*, celle de l'Asie à son *minimum*. La partie septentrionale de l'océan Indien est plus chaude que le continent, mais moins chaude que la partie méridionale du même océan à latitude égale. Nous trouverons donc, dans l'un et l'autre hémisphère, des vents d'est dirigés vers les points les plus échauffés. D'octobre en avril l'alizé du S.E. règne dans l'hémisphère austral; l'alizé du N.E. souffle dans l'hémisphère opposé, et il prend le nom de *mousson de N.E.:* entre deux est la région des calmes. Quand le soleil s'avance vers le nord, la température du continent et celle de la mer tendent à s'équilibrer: aussi vers l'équinoxe du printemps n'y a-t-il plus de vents régnants dans l'hémisphère boréal, mais des vents variables alternant avec des calmes plats et des ouragans; tandis que la *mousson de S.E.* règne pendant toute l'année dans l'hémisphère sud. A mesure que la déclinaison boréale du soleil augmente, la température de l'Asie s'élève plus que celle de la mer, tandis qu'elle baisse dans la Nouvelle-Hollande et dans l'Afrique méridionale. Cette différence de température atteint son *maximum* en juillet et en août, mois pendant lesquels nous

trouvons dans la partie septentrionale de l'océan Indien des brises de mer constantes. En examinant la position relative des deux continents dont les différences de température sont les plus marquées, et en se rappelant que les masses d'air qui s'éloignent de l'équateur doivent devancer le mouvement de rotation de la terre dans le sens de l'est, on se convaincra que ce courant doit venir du S.O.; aussi cette mousson règne-t-elle depuis le mois d'avril jusqu'en octobre. Ainsi, tandis que dans l'hémisphère austral l'alizé de S.E. règne pendant toute l'année, on trouve au nord de l'équateur la mousson de N.E. en hiver, celle de S.O. en été.

Ces vents pénètrent fort avant dans les terres voisines, mais leur direction est changée par la configuration de ces continents. Pour donner une idée de la direction qu'ils affectent dans chaque mois, je donne ici les résultats d'observations faites pendant huit ans par **Hardwicke**, à Dum-Dum, près de Calcutta. Le nombre total de tous vents, dans chaque mois, est désigné par 1.

FRÉQUENCE RELATIVE DES VENTS

DANS LES DIVERS MOIS A CALCUTTA.

MOIS.	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.O.	O.	N.O.
Janvier. . .	0,238	0,132	0,066	0,053	0,037	0,074	0,118	0,283
Février. . .	0,103	0,122	0,154	0,075	0,075	0,117	0,159	0,196
Mars. . .	0,046	0,075	0,079	0,176	0,197	0,281	0,079	0,067
Avril. . . .	0,009	0,053	0,029	0,163	0,326	0,284	0,117	0,038
Mai.. . .	0,004	0,029	0,091	0,226	0,358	0,209	0,049	0,033
Juin. . . .	0	0,050	0,244	0,159	0,197	0,250	0,090	0,050
Juillet . . .	0,008	0,020	0,177	0,258	0,198	0,230	0,089	0,020
Août . . .	0	0,073	0,238	0,226	0,117	0,246	0,081	0,020
Septembre. .	0,021	0,091	0,207	0,266	0,091	0,232	0,071	0,021
Octobre. .	0,113	0,113	0,064	0,081	0,073	0,165	0,097	0,294
Novembre. .	0,332	0,128	0,021	0,025	0,004	0,029	0,054	0,407
Décembre.	0,295	0,126	0,022	0,010	0	0,014	0,120	0,414
Année.. . .	0,095	0,079	0,116	0,143	0,141	0,181	0,095	0,150

(*Voy.* l'Appendice, *fig* 4.)

En moyenne, dans l'année, les couches d'air inférieures sont déplacées par 1,000 vents soufflant à Calcutta, comme si 126 vents soufflaient seuls du S. 26° O. avec la force moyenne habituelle, les 874 autres vents étant remplacés par du calme. Cette direction dépend toutefois des saisons; car, si nous déduisons de ces quantités la direction et le rapport des vents entre eux, nous construirons le tableau suivant :

DIRECTION, FORCE ET RAPPORTS MOYENS DES VENTS
DANS LES DIVERS MOIS A CALCUTTA.

MOIS.	DIRECTION.	FORCE.	RAPPORT de L'OUEST à L'EST.	RAPPORT du SUD au NORD.
Janvier.	N. 23° O.	0,440	1,68	0,25
Février.	N. 37 O.	0,146	1,34	0,65
Mars.	S. 10 O.	0,380	1,29	3,48
Avril..	S. 17 O.	0,609	1,95	12,88
Mai..	S. 12 E.	0,635	0,84	11,11
Juin.	S. 11 E.	0,455	0,85	10,10
Juillet	S. 12 E.	0,518	0,75	14,29
Août.	S. 25 E.	0,425	0,64	6,35
Septembre . . .	S. 31 E.	0,403	0,58	4,43
Octobre.. . . .	N. 46 O.	0,306	2,16	0,42
Novembre.. . .	N. 19 O.	0,708	2,82	0,07
Décembre.. . .	N. 25 O.	0,726	3,47	0,03

Dans les mois d'hiver nous trouvons donc une prédominance marquée des vents de N.O., de façon qu'en décembre la direction moyenne est N.N.O. comme si 726 vents sur 1,000 soufflaient dans cette direction. Peu à peu cette prédominance diminue : déjà en mars les vents soufflent plus souvent du sud que du nord, et cependant les vents d'ouest l'emportent encore sur ceux d'est. Ce rapport cesse à son tour à mesure que le soleil s'élève, et au solstice d'été le vent souffle du S.S.E., direction diamétralement opposée à celle de l'hiver. Les vents tournent à l'ouest lorsque la déclinaison du soleil est plus australe, et en hiver ils s'établissent de nouveau à l'ouest d'une manière invariable.

L'influence de la déclinaison du soleil sur les moussons se manifeste aussi par la comparaison des époques auxquelles elles règnent sur des points différents. Le soleil se trouvant plus tard au zénith des lieux situés plus au nord, le S.O. y souffle aussi plus tard. A Anjengo (lat. 8° 30′ N.), sur la côte du Malabar, il commence déjà le 8 avril, à Bombay (lat. 19° N.), seulement le 15 mai, époque où ces deux villes voient le soleil à leur zénith. En Arabie, la mousson paraît un mois plus tard qu'à la côte d'Afrique; quinze ou vingt jours plus tard à la côte de Coromandel que dans la partie septentrionale de l'île de Ceylan.

Je n'ai fait qu'indiquer sommairement la direction générale de ces vents; elle se modifie singulièrement dans les différents parages du grand archipel qui se trouve à l'est de cette mer. Pour le navigateur, tous ces

détails sont de la plus haute importance; car en profitant de ces vents la navigation est rapide et facile. Déjà, dans l'antiquité la plus reculée, ils favorisaient les communications alors si fréquentes entre l'Inde et l'Égypte. A la décadence de cet empire, ces rapports cessèrent, la tradition de ces vents se perdit; car, s'ils avaient été connus, **Néarque** n'aurait pas fait une navigation si longue et si pénible depuis les bouches de l'Indus jusqu'au fond du golfe Persique.

VENTS DE LA MÉDITERRANÉE. — Cette succession de vents réguliers se rencontre dans d'autres contrées, quoiqu'elle ne soit nulle part aussi remarquable que dans l'océan indien. Toutefois la Méditerranée a ses moussons connues déjà des anciens, qui avaient indiqué leur dépendance des saisons par la dénomination de *vents étésiens*[1].

Au sud du bassin méditerranéen s'étend l'immense désert de Sahara. Dépourvu d'eau, composé uniquement de sable ou de cailloux roulés, il s'échauffe fortement sous l'influence d'un soleil presque vertical, tandis que la Méditerranée conserve sa température habituelle. Aussi en été l'air s'élève au-dessus du désert de Sahara avec une grande rapidité et s'écoule surtout vers le nord, tandis que dans le bas on a des vents de nord qui s'étendent jusqu'en Grèce et en Italie. Dans le nord de l'Afrique, au Caire, à Alexandrie et dans d'autres endroits, on ne trouve, suivant le témoignage unanime des voyageurs, que des vents de nord. Tous les navigateurs savent qu'en été la traversée d'Europe en Afrique est plus prompte que le retour[2]; en hiver, au contraire, où le sable rayonne for-

[1] Ἔτος, année, saison.

[2] La fréquence actuelle de la navigation entre la France et l'Algérie a permis depuis quelques années de mieux apprécier l'état normal des vents dans la partie occidentale du bassin méditerranéen. Ce sont décidément les vents du nord qui prédominent. Cette fréquence des vents du nord se traduit par plusieurs signes. Ainsi, si l'on compare la demi-moyenne des traversées d'aller et de retour entre Toulon et Alger, on trouve que la traversée de retour est plus longue d'un quart pour un navire à voiles, et d'un dixième pour un navire à vapeur. Cet effet ne peut être attribué aux courants, qui sont très-faibles. Ensuite, tout le versant nord des îles Majorque et Minorque, et surtout de cette dernière, est balayé par ce même vent, qui y occasionne un rabougrissement très-sensible de la végétation. Ces vents dominent à Alger, à Toulon et à Marseille.

C'est en hiver qu'ils atteignent leur plus grande violence, entre la côte de Provence et la côte d'Afrique.

Par l'intermédiaire de ces vents de nord, la brise marine des côtes d'Afrique, résultat de l'aspiration thermométrique exercée du nord au sud par les sables brûlants du Sahara, se trouve liée aux vents de nord dominants en Provence et dans tout le bassin du Rhône. Il est donc permis de croire que tous ces vents ont une commune origine.

En été, le vent dominant du bassin méditerranéen est le N.E. Ce vent n'est probablement autre chose que l'alizé inférieur. La ligne de température *maximum* se trouve répartie par l'effet du soleil vers le 20° degré de latitude nord, et il n'est pas étonnant que l'alizé inférieur s'étende à 20° plus au nord; mais ce vent est loin d'avoir la régularité des vents alizés des deux Océans.

tement, l'air du désert est plus froid que celui de la mer, et en Égypte on sent un vent de sud très-froid, mais infiniment moins fort que les vents du nord en été.

ABAISSEMENT DU VENT D'OUEST DES COUCHES SUPÉRIEURES DANS LES LATITUDES MOYENNES. — Nous avons déjà signalé et démontré l'existence de ce contre-courant des vents alizés. A mesure qu'il arrive dans des latitudes plus élevées, il perd de sa vitesse et de sa chaleur, et s'abaisse vers le 30° parallèle. Telle est l'origine des vents de S.O. qui règnent jusque vers le pôle dans l'hémisphère boréal. Sur la mer, ces vents soufflent avec une régularité telle, que le voyage d'Amérique en Europe est beaucoup plus facile que le retour. Ainsi, d'après une moyenne de six ans, les paquebots mettent 40 jours pour aller de Liverpool à New-York, et seulement 23 jours pour revenir de New-York à Liverpool[1].

L'alizé de N.E. s'avance plus vers le nord dans l'océan Atlantique en été qu'en hiver. Ainsi les observations d'**Heinecken**, qui a séjourné plusieurs années à Madère, nous apprennent que les vents du nord sont prédominants pendant toute l'année, mais surtout en été, où les vents du sud ne soufflent nullement. L'alizé se fait sentir jusque sur la côte de Portugal. Les observations météorologiques continuées pendant quatre ans à Mafra prouvent que la direction moyenne du vent y est N. 3° E. avec la même force que si 836 vents sur 1,000 soufflaient dans cette direction, tandis qu'en hiver les vents du sud sont plus communs.

La région dans laquelle les deux vents se remplacent s'étend plus ou moins loin vers le nord. Pendant l'hiver les parages dans lesquels tous deux soufflent régulièrement sont séparés par une bande où des vents variables alternent avec des calmes et de violents coups de vent. Consultez les journaux des navires qui se rendent d'Europe dans l'hémisphère austral, et vous verrez qu'ils ont essuyé presque toujours des grains avant d'atteindre la région des vents alizés.

C'est une règle presque générale que les coups de vent ne se font sentir que dans les parages où les vents réguliers ne règnent pas : par exemple, dans la région des calmes ou bien dans la mer des Indes, lorsque les moussons changent. Il en est de même dans nos contrées. Ceci confirme cette thèse générale, que si deux courants coulent l'un à côté de l'autre, mais dans une direction opposée, on trouve sur la limite qui les sépare des eaux parfaitement calmes ou bien des tourbillons. Examinez le

Le vent de nord prédomine aussi dans la partie orientale du même bassin. C'est ainsi qu'en Egypte, du 15 mai au 15 octobre, les vents soufflent constamment du nord et du nord-est. En hiver leur direction est moins constante; mais la prédominance des vents de nord est encore très-marquée. M.

[1] Pour que ces calculs fussent complétement probants, il faudrait tenir compte de la vitesse moyenne du *Gulfstream*, qui favorise le retour en Europe.

confluent de deux fleuves dans l'angle que forment les deux courants : l'eau est tantôt parfaitement unie, puis agitée, pour redevenir ensuite tout à fait calme. De même, lorsque le N.E. règne en bas, le S.O. en haut, il se forme à leur limite des tourbillons violents qui descendent jusqu'à la surface de la terre et sont doués souvent d'une force prodigieuse.

DIRECTION GÉNÉRALE DES VENTS DANS LES LATITUDES MOYENNES OU PLUS ÉLEVÉES. — Le courant alizé qui s'abaisse dans nos contrées est la cause de la fréquence des vents inférieurs de S.O. qui soufflent dans les latitudes élevées. J'ai indiqué dans mon *Traité de météorologie* la fréquence relative de ces vents pour un grand nombre de points en Europe et en Amérique; ici je me contenterai de le faire pour quelques pays. En désignant par 1 le nombre total des vents qui soufflent dans un temps donné, les fractions décimales suivantes indiqueront leur fréquence relative. On peut, ce qui revient au même, désigner par 1,000 le nombre total des vents; alors ces fractions décimales deviennent des nombres entiers[1].

FRÉQUENCE RELATIVE DES VENTS

DANS DIFFÉRENTS PAYS.

PAYS.	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.O.	O.	N.O.
Angleterre. .	0,082	0,111	0,099	0,081	0,111	0,225	0,171	0,120
France et Pays-Bas. .	0,126	0.140	0,084	0,076	0,117	0,192	0,155	0,110
Allemagne. .	0,084	0,098	0,119	0,087	0,097	0,185	0,198	0,131
Danemark. .	0,065	0,098	0,100	0,129	0,092	0,198	0,161	0.156
Suède. . . .	0,102	0,104	0,080	0,110	0,128	0,210	0,159	0,106
Russie et Hongrie. .	0,099	0,191	0,081	0,130	0,098	0,145	0,166	0,192
Amérique du Nord.. . .	0,096	0,116	0,049	0,108	0,123	0,197	0,101	0,210

(*Voy.* l'Appendice, *fig.* 5.)

[1] Il n'est pas sans intérêt de remarquer qu'en France la direction moyenne n'est pas la même partout. D'après les recherches de M. Fournet (*Annales de la Société d'Agriculture de Lyon*) notre pays peut, sous le rapport de la distribution des vents, être partagé en trois régions : 1° la région atlantique, qui embrasse le centre, le N.E., le N. et l'O. du royaume, et dont le vent dominant est le vent de S.O.; 2° le bassin du Rhône, où le vent du nord souffle depuis Dijon jusqu'à la latitude de Viviers; 3° la région méditerranéenne, dont la partie occidentale offre les vents dirigés de l'O. à l'E., tandis que la partie orientale de la même zone (Provence) est sous le régime des vents de N.O. A Paris, suivant le relevé des observations météorologiques de 1806 à 1826 fait par M. Bouvard, les rapports sont les suivants : nord, 0,127;

L'inspection seule du tableau précédent fait voir la prédominance des vents de S.O.; car dans tous ces pays le vent le plus fréquent souffle d'un point de la demi-circonférence occidentale de l'horizon. Si nous déduisons de ces indications la direction moyenne, ainsi que la force relative de ce vent moyen, nous construirons le tableau suivant :

DIRECTION, FORCE ET RAPPORTS MOYENS DES VENTS

DANS DIFFÉRENTS PAYS.

PAYS.	DIRECTION.	FORCE.	RAPPORT de L'OUEST à L'EST.	RAPPORT du SUD au NORD.
Angleterre. . .	S. 66° O.	0,198	1,77	1,35
France.	S. 88 O.	0,133	1,52	1,05
Allemagne.. .	S. 76 O.	0,177	1,69	1,18
Danemark. . .	S. 62 O.	0,170	1,54	1,31
Suède.	S. 50 O.	0,200	1,61	1,44
Russie.	N. 87 O.	0,167	1,66	0,97
Amérique du Nord.	S. 86 O.	0,182	1,86	1,01

Ainsi, non-seulement les vents d'ouest l'emportent sur les vents d'est, mais encore la direction moyenne vient d'une région située entre le sud et l'ouest. Quant au déplacement final de l'air, on peut remplacer tous ces vents par un vent qui soufflerait 175 jours de ce point de l'horizon, les 825 autres jours étant tout à fait calmes; ou encore le remplacer par un vent constant dont la vitesse serait les $\frac{175}{1000}$ de la vitesse moyenne des vents de la localité. L'intérieur de la Russie est le seul pays où la direction moyenne soit un peu au nord de l'ouest, et encore le nombre d'observations n'est-il pas suffisant pour que l'on puisse conclure d'une manière définitive. D'ailleurs, la direction moyenne ne diffère de celle observée en France que d'un petit nombre de degrés. On pourrait croire que cette anomalie provient de ce que ce pays est très-éloigné de l'océan Occidental; mais des observations faites à Tobolsk, pendant douze années consécutives, nous donnent pour la direction moyenne du vent S. 67° O. Ce résultat ne diffère que d'un degré de celui que nous avons obtenu pour l'Angleterre. En Amérique, nous trouvons des lois analogues qui

nord-est, 0,106; est, 0,064; sud-est, 0,065; sud, 0,173; sud-ouest, 0,181; ouest, 0,190; nord-ouest, 0,094. (*Mém. de l'Institut*, t. VII, p. 332.) M.

nous permettent de généraliser pour tout l'hémisphère boréal le fait de la prédominance des vents occidentaux[1].

FRÉQUENCE DES VENTS DE NORD-EST. — En nous remémorant ce que nous avons vu sur l'origine des vents alisés, nous devons nous attendre à trouver dans nos contrées des vents de N.E. réguliers, puisque leur température est plus élevée que celle des pays situés plus au nord. Les vents de N.E sont neutralisés par le courant de S.O., qui vient de l'équateur; mais en approchant du pôle la force de ce courant diminue, et un grand nombre de navigateurs, et **D.-R. Forster**, entre autres, disent avoir rencontré de nouveau des vents de N.E. dans les mers polaires.

Le courant de S.O. ne saurait neutraliser entièrement les vents de N.E., car l'air qui va de l'équateur au pôle doit retourner à l'équateur; sans cela il n'y aurait plus d'atmosphère entre les tropiques. En reportant nos regards sur le tableau de la fréquence relative des vents, nous verrons que les nombres vont en diminuant du S.O. au nord; puis ils croissent de nouveau et atteignent un second *maximum* au N.E.; ensuite les chiffres diminuent de nouveau jusqu'au sud. Ainsi, dans les latitudes moyennes, ce sont les vents de N.E. et de S.O. qui dominent. Un de ces vents, le S.O., par exemple, souffle-t-il régulièrement sur les deux mers, tandis qu'à l'intérieur des continents ce sont les vents de N.E., ainsi que M. **Dove** l'a prétendu, c'est là une de ces questions qu'on ne saurait décider, faute d'observations simultanées. Si cette supposition se vérifiait, nous saurions par quelle route les masses d'air refoulées vers le pôle par le vent de S.O. retournent vers l'équateur.

VARIABILITÉ DES VENTS DANS NOS CONTRÉES. — Nous venons d'établir qu'il existe dans notre hémisphère deux directions générales des vents. Toutefois les registres météorologiques nous présentent l'indication d'un grand nombre de vents qui soufflent de tous les points de l'horizon. Quand on compare des observations correspon-

[1] M. Lartigue, capitaine de corvette, a publié en 1840 un ouvrage important intitulé *Exposition du système des vents*.

L'auteur regarde les deux courants polaires, et les vents alizés qui en résultent, comme la base du système des vents; il les nomme *vents primitifs*. Il expose les variations des vents alizés d'après leur distance aux courants polaires, les effets qui résultent de leur jonction et la formation des vents variables de la zone torride. Puis il passe à l'histoire des vents secondaires, et fait voir que l'intensité des vents variables de la zone torride dépend de celle des vents alizés. Il examine ensuite la manière dont les vents se déplacent. L'auteur attribue peu d'influence à la rotation de la terre sur la direction des vents alizés; le mouvement diurne du soleil et la configuration des terres lui paraissent avoir une action beaucoup plus grande. Enfin il donne des détails très-curieux sur les courants d'air circulaires qu'on rencontre entre Malaga et Gibraltar, et près des canaux qui séparent les Antilles. Une analyse plus détaillée de cet ouvrage serait inintelligible si l'on n'a pas sous les yeux la grande carte hydrographique qui l'accompagne. M.

dantes faites dans beaucoup de localités en Europe, on ne tarde pas à s'apercevoir que ces vents ne reconnaissent d'autres causes que des différences de température. Supposons en effet qu'un vent général de S.O. ait le dessus, mais que la partie occidentale de l'Europe soit très-chaude, tandis que les régions orientales restent très-froides avec un ciel couvert. Cette différence de température engendrera immédiatement un vent d'est; et, lorsque ce vent rencontrera celui de S.O., il y aura un vent de S.E. qui pourra se transformer en un véritable vent du sud. Ainsi les différences de température rendent compte de l'existence de presque tous les vents. Supposons maintenant qu'une région s'échauffe outre mesure et qu'il n'y ait aucun vent dominant, alors l'air chaud affluera de tous côtés; et, suivant que l'observateur sera au nord, à l'est, au sud ou à l'ouest, il sentira un vent différent soufflant des points correspondants de l'horizon. Toutefois, pour mettre ce fait hors de doute, il faudrait des observations correspondantes embrassant un grand nombre de localités.

M. **Dove** a déduit d'une manière simple et ingénieuse la production des autres vents de l'existence des vents régnants de S.O. et de N.E. Supposons en effet que le N.E. et le S.O. soufflent à quelque distance avec une grande régularité, l'un en *a*, l'autre en *b* (Pl. II, fig. 2), ils se rencontreront quelque part, le long de la ligne *cd*, par exemple. Là se produiront nécessairement des tourbillons dans la direction des flèches dessinées sur la périphérie du cercle qui empiète sur le domaine des deux vents. Si, du milieu du courant S.O. *a*, nous nous dirigeons vers *b*, nous trouverons au nord un vent soufflant du S.O., de l'ouest ou du N.O.; au sud au contraire des vents de N.E., est ou S.E. Imaginons maintenant à l'est du courant de N.E. *b* un second courant S.O. en *e*, nous trouverons aussi des tourbillons tournant en sens contraire; savoir, dans la direction N.E, du nord, du N.O.

Non-seulement M. **Dove** explique par cette théorie l'origine de tous les vents, mais il en conclut qu'ils doivent se succéder dans un certain ordre. En effet, si la limite qui sépare les deux vents se déplace vers l'ouest, la direction du vent change dans un même lieu. Entre les latitudes moyennes où le vent de S.O. n'est point arrêté par les inégalités du sol, il souffle à l'ouest d'un observateur placé sur la côte d'Europe, tandis que le N.E. règne dans l'intérieur du continent. Si celui-ci s'étend, ce qui arrive presque toujours, puisque l'air doit revenir des pôles à l'équateur, la limite des deux courants se déplace vers l'ouest, et l'observateur verra le vent tourner peu à peu du S.O. à l'ouest, au N.O., au nord, et enfin au N.E. Ainsi la succession des phénomènes est la même que si l'on avait marché de *f* en *g*. Mais peu à peu le S.O. s'établit de nouveau dans les régions supérieures de l'atmosphère, des tourbillons s'y produisent, les vents viennent de l'ouest et du S.O.,

tandis qu'à la suface de la terre les girouettes indiquent le N.E. ou plutôt l'est. Le vent de S.O. refoule en s'abaissant le N.E. dans l'intérieur du continent; le vent tourne au sud et s'établit enfin au sud-ouest. On conçoit que dans ces passages les vents sautent en peu de temps à tous les points de l'horizon, et soufflent dans des directions très-différentes. Il peut arriver alors que le vent ne passe pas régulièrement de l'ouest au nord, mais qu'il tourne en sens contraire; car les tourbillons engendrés par la rencontre des courants se déplacent avec eux et peuvent rarement être observés complétement dans une même localité. Le déplacement du tourbillon nous apparaît comme une saute de vents de l'est à l'ouest, par exemple, si ce tourbillon se déplace du nord au sud.

Dans la succession régulière des phénomènes, le vent doit tourner comme le soleil de l'est au sud et à l'ouest. M. **Dove** a rassemblé un grand nombre d'observations de toutes les parties de l'Europe, et a trouvé que dans l'hémisphère boréal le vent passe le plus souvent de l'est à l'ouest par le sud; et, dans l'hémisphère austral, de l'est à l'ouest par le nord.

Ce combat entre le vent de S.O. et celui de N.E. est d'autant plus intéressant pour nous qu'il détermine presque tous les changements de temps, et que la prédominance de l'un ou de l'autre caractérise des saisons et même des années entières. Dans la suite nous reviendrons souvent sur ce sujet. Qu'il nous suffise d'avoir signalé le fait et d'attirer l'attention sur la différence qui existe entre ces deux vents, dont l'un, le S.O., est chaud et humide, tandis que l'autre est froid et sec.

INFLUENCE DES SAISONS SUR LES VENTS. — Jusqu'ici nous n'avons considéré que la direction moyenne du vent dans les latitudes élevées. Mais, en considérant que le continent est plus chaud en été et plus froid en hiver que la mer qui l'avoisine, les vents de mer doivent dominer pendant la saison chaude, les vents de terre pendant la saison froide. Cette alternance est surtout très-sensible sur la côte orientale de l'Amérique. Déjà **Franklin** avait observé qu'en été les vents sont au sud, en hiver au nord. Ces derniers soufflent souvent avec une grande violence dans le golfe du Mexique.

En Europe nous trouvons des relations semblables. La direction moyenne du vent en hiver à Paris est S. 48° O.; en été, N. 88° O. Ce résultat se confirme sur un grand nombre de points en Europe. **Schouw**, en résumant toutes ces observations, a établi les lois suivantes :

En *hiver*, la direction du vent est plus australe que dans le reste de l'année; c'est en janvier que sa force atteint son *maximum*.

Au *printemps*, les vents d'est sont communs; sur certains points en mars, sur d'autres en avril. Ils diminuent la force du courant occidental,

qui, dans beaucoup de pays, est alors plus faible que dans le reste de l'année. Le rapport des vents du nord aux vents du sud n'est pas constant et varie suivant les localités. Dans quelques-unes, la direction est plus boréale; dans d'autres, plus australe que la direction moyenne de l'année.

En *été*, surtout en juillet, les vents soufflent surtout de l'ouest, leur prédominance sur les vents d'est atteint son *maximum* : et en même temps les vents du nord deviennent plus communs; d'où il résulte que la direction moyenne du vent dans cette saison est au nord de celle de l'année.

En *automne*, la prédominance des vents d'ouest diminue; ceux du sud soufflent très-souvent, surtout en octobre : de manière que dans beaucoup de localités la direction générale est plus méridionale que dans tous les autres mois.

DU MODE DE PROPAGATION DES VENTS. — Un vent souffle-t-il d'abord dans le pays d'où il vient ou dans celui où il va? Un vent d'est, par exemple, se fait-il sentir d'abord dans les contrées orientales, ou dans les parties occidentales de l'Europe? C'est une question qui a été souvent agitée sans qu'on puisse la résoudre d'une manière satisfaisante dans tous les cas particuliers. Je crois qu'on ne saurait rien dire de positif à cet égard, et je serais porté à croire que le vent commence dans un point situé au milieu de la région qu'il occupe, et que de là il se dirige en arrière et en avant. Les brises de terre et celles de mer, dont la cause est bien connue, confirment ce que j'avance. La brise de mer se fait sentir d'abord sur la côte, puis au bout de quelques heures dans l'intérieur des terres et en pleine mer. Il arrivera donc qu'un vent d'est soufflera d'abord en Allemagne, et plus tard en Hollande et en Russie.

On admet généralement, depuis **Franklin**, que les vents se font sentir plutôt dans les contrées vers lesquelles ils soufflent que dans celles d'où ils viennent. Il cite une observation favorable à cette théorie. Un fort vent de N.E. s'éleva un jour vers 7 heures du soir à Philadelphie, et empêcha d'observer une éclipse de lune. Ce coup de vent se fit sentir aussi à Boston, qui est située au N. E. de Philadelphie, mais seulement à 11 heures du soir. Un vent violent de S.O. qui ravagea les États-Unis le 12 juin 1829, souffla d'abord à Albany, puis à New-York, qui est située plus au sud. Toutefois il y a de nombreuses exceptions à cette règle. Le terrible ouragan de S.O. du 29 novembre 1836 passa sur Londres à 10 heures du matin; à la Haye, à 1 heure; à Amsterdam, à 1 $\frac{1}{2}$; à Emden, à 4 heures; à Hambourg, à 6 heures; à Lubeck, Bleckede et Salzwedel, à 7 heures, enfin à Stettin, à 9 heures $\frac{1}{2}$ du soir. Il se transportait donc dans la même direction que celle dans laquelle il soufflait, et il mit 10 heures à parcourir l'espace qui sépare

Londres de Stettin. Sa vitesse était par conséquent de 36 mètres par seconde, ou de 12,960 mètres par heure.

PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DE QUELQUES VENTS. — Lorsque des vents viennent de contrées éloignées, ils possèdent une partie des propriétés qui caractérisent ces contrées. Ainsi les vents d'ouest, qui soufflent de la mer, sont beaucoup plus humides que ceux d'est, qui traversent les continents. Ceux-ci, surtout quand ils sont au N.E., sont très-froids, spécialement au printemps, et déterminent un grand nombre d'affections rhumatismales. Ces sensations si opposées produites par des vents violents de sud ou de nord sont bien plus marquées dans des pays dont les habitants vivent en plein air, et je n'aurais pas mentionné ces différences si ces vents n'avaient pas été caractérisés par des dénominations particulières.

VENTS FROIDS. — Dans le sud de l'Europe les vents du nord sont célèbres par leur violence et leur âpreté. L'opposition entre la température élevée de la Méditerranée et les Alpes couvertes de neige donne lieu à des courants aériens d'une extrême rapidité. Si leur effet s'ajoute à celui d'un vent du nord général, il en résulte une *bise* d'une violence dont on ne se fait pas d'idée. En Istrie et en Dalmatie ce vent est connu sous le nom de *bora*, et sa force est telle, qu'il renverse quelquefois des chevaux et des charrettes. Il en est de même dans la vallée du Rhône, où règne souvent un vent du sud très-froid, qui se nomme le *mistral*, et qui n'est pas moins redoutable que le vent du nord, connu en Espagne sous le nom de *gallego*.

VENTS CHAUDS. — Les grands déserts et les plaines couvertes de peu de végétation engendrent des vents très-chauds, qui ont donné lieu à des récits merveilleux et à des explications plus extraordinaires encore. Ces vents règnent dans les vastes déserts de l'Asie et de l'Afrique, où l'on ne trouve que çà et là quelques oasis de végétation dans des vallons étroits où l'humidité peut se conserver quelque temps. Des tribus nomades traversent ces déserts. Le long des grands fleuves tels que le Nil, l'Euphrate et le Tigre, la terre est cultivée, et là se trouvent des centres commerciaux existant de toute antiquité, mais qui ne peuvent communiquer entre eux qu'en traversant le désert.

De tout temps l'Arabe du désert, nomade et pauvre, a détesté l'habitant des villes, qui mène une vie commode et tranquille. Aussi, quand le marchand est forcé de traverser le désert, le Bédouin lui vend-il sa protection au poids de l'or. Quelquefois aussi il attaque les villes pour les piller et emmener les habitants en esclavage, afin de les vendre ou d'exiger une forte rançon. C'est ainsi que Joseph fut vendu comme esclave, et que les Juifs, peuple nomade, volèrent les vases précieux des Égyptiens, qui du temps de Moïse haïssaient déjà ces tribus errantes. Pour les habitants des villes le désert était le théâtre des scènes d'hor-

reur les plus exagérées. Tous les récits merveilleux d'aventures extraordinaires trouvaient en eux des auditeurs crédules ou prévenus, de même que de nos jours les Turcs se font de l'Europe les idées les plus fausses et les plus ridicules. Les habitants du désert n'avaient garde de détruire ces erreurs, qui faisaient leur force; ils les accréditaient, au contraire, chaque fois qu'ils visitaient les villes. Les négociants qui avaient traversé le désert connaissaient seuls la vérité; mais ils étaient en petit nombre, faisaient de grands bénéfices dans ces voyages, et cherchaient à effrayer ceux qui auraient été tentés de les imiter. C'est ainsi que ces croyances se répandirent de plus en plus parmi la multitude.

Les écrivains arabes sont remplis de mensonges sur tout ce qui regarde le désert. Les voyageurs européens ont encore renchéri sur eux. Le mahométan croit faire une œuvre méritoire en trompant l'infidèle et en lui fermant l'entrée du désert. Tous ceux qui y sont allés ont fait bon marché de ces contes ridicules, dont les Arabes eux-mêmes leur ont avoué l'exagération. **L. Burckardt** de Bâle est le premier qui nous ait fourni des renseignements positifs sur les phénomènes du désert, et en particulier sur les vents qui y règnent : il a ainsi réduit à leur juste valeur les récits fantastiques de ses prédécesseurs **Beauchamp, Bruce** et **Niebuhr**.

En Arabie, en Perse et dans la plupart des contrées de l'Orient, le vent brûlant du désert se nomme *samoun, simoum, sémoum*, de l'arabe *samma*, qui veut dire à la fois chaud et vénéneux. On le nomme aussi *samiel*, qui vient de *samm*, poison. En Égypte on l'appelle *chamsin* (cinquante), parce qu'il souffle pendant cinquante jours, depuis la fin d'avril jusqu'en juin, au commencement de l'inondation du Nil. Dans la partie occidentale du Sahara, il est connu sous le nom d'*harmattan*. Le nom *samoun* est le plus généralement employé; mais les traducteurs ont toujours insisté sur le sens de *poison*, sans réfléchir que, semblables aux enfants, les peuples non civilisés appellent poison tout ce qui est désagréable ou dangereux.

Le sol aride de ces contrées s'échauffe prodigieusement, mais sans que la chaleur pénètre profondément, parce que le sable quartzeux qui les recouvre est un mauvais conducteur de la chaleur : aussi voit-on quelquefois le thermomètre monter jusqu'à 50° à l'ombre d'une tente. Si le vent s'élève, il doit être brûlant et transporter du sable et de la poussière qui obscurcissent les rayons du soleil. Il en est de même, s'il faut en croire les voyageurs, dans les déserts de la Nubie, sur la côte de Guinée et le long du Sénégal. Par un temps calme le courant ascendant de l'air échauffé suffit seul pour enlever le sable. **Pottinger** a observé un phénomène de ce genre dans le désert de Beludschistan. La surface du sol y est couverte uniformément d'un sable fin coloré en

rouge par du fer qui, jouet des vents, forme des collines ondulées de 3 à 6 mètres de hauteur. Vers midi ces collines semblaient avoir disparu; le sable s'était élevé de 3 décimètres environ au-dessus du niveau général, et à chaque pas on croyait mettre le pied sur un plan élevé de 3 décimètres au-dessus du sommet de ces collines. Le soir et le matin ce phénomène se montrait rarement.

Un vent fort enlève une quantité de sable beaucoup plus considérable : alors l'horizon qui se trouble annonce l'arrivée du *samoun*, puis le ciel s'obscurcit, le soleil perd son éclat; plus pâle que la lune, sa lumière ne projette plus d'ombre, le vert des arbres paraît d'un bleu sale; les oiseaux sont inquiets, et les animaux effrayés errent de toutes parts.

L'évaporation rapide qui se fait à la surface du corps sèche la peau, enflamme le gosier, accélère la respiration et cause une soif violente. L'eau contenue dans les outres s'évapore, et la caravane est en proie à toutes les horreurs de la soif. C'est ainsi que, depuis l'expédition de **Cambyse**, plus d'une caravane a péri dans ce désert; mais il faut ranger parmi les contes arabes ces histoires de vents pestilentiels dont le contact cause la mort, et qui, semblables à un boulet de canon, traversent une troupe et choisissent leur victime. Si les Arabes se couvrent la face, c'est afin que le sable ne pénètre ni dans les yeux ni dans la bouche. C'est pour la même raison que les chameaux tournent la tête du côté opposé au vent; jamais ils ne font cette manœuvre lorsqu'il n'y a pas de sable dans l'air. « En juin 1813, dit **Burckardt**, je fus surpris, en allant de Siout à Esné, par le *samoun*, dans la plaine qui sépare Farschiout de Berdys. Lorsque le vent s'éleva j'étais seul, monté sur mon dromadaire, loin de tout arbre et de toute habitation. Je m'efforçai de garantir mon visage en l'enveloppant d'un mouchoir. Pendant ce temps le dromadaire, auquel le vent chassait le sable dans les yeux, devint inquiet, se mit à galoper et me fit perdre les étriers. Je restai couché par terre sans bouger de place, car je n'y voyais pas à la distance de 10 mètres, et m'enveloppai de mes vêtements jusqu'à ce que le vent se fût apaisé. Alors j'allai à la recherche de mon dromadaire, que je trouvai à une assez grande distance, couché près d'un buisson, qui protégeait sa tête contre le sable enlevé par le vent. » **Burckardt** n'a jamais éprouvé rien de particulier chaque fois qu'il a été exposé au *samoun*. **Malcolm** et **Morier**, qui ont traversé les déserts de la Perse; **Ker-Porter**, qui a visité celui qui est à l'est de l'Euphrate, sont d'accord avec lui sur ce point. Dans ce dernier pays, les habitants s'enduisent le corps de boue humide, et ceux de l'Afrique occidentale s'oignent de graisse, pour empêcher la peau de se gercer par suite d'une évaporation trop rapide.

Les déserts de l'Asie et de l'Afrique sont les contrées où ces vents chauds se montrent dans toute leur force. Toutefois, dans l'Inde, couverte d'une riche végétation, au Chili, dans la Louisiane et dans les

grandes plaines (*llanos*) de l'Orénoque, certains vents ont une température très-élevée. Tous les vents de terre qui soufflent sur les côtes de la Nouvelle-Hollande sont chauds et secs. Quand le vent de N. O. règne pendant quelque temps à Paramatta, toutes les plantes se flétrissent; et le mauvais succès des essais de culture entrepris par les Anglais dans ce pays ne reconnaît pas d'autre cause. Même en Europe nous avons le *solano* d'Espagne et le *siroco* d'Italie qui jettent la plupart des individus dans un état de langueur particulier. Ces vents naissent probablement dans les plaines de l'Andalousie ou sur les rochers arides de la Sicile, ils sont beaucoup plus violents sur la côte nord que sur la côte sud de cette île, et il est inutile d'aller chercher leur origine jusque dans les déserts de l'Afrique.

III

DES MÉTÉORES AQUEUX

L'expérience journalière nous prouve que l'état hygrométrique de l'atmosphère varie continuellement. Pendant les orages, l'eau se précipite des nuages par torrents, ou bien elle se dépose lentement à l'état de rosée; quelquefois l'air est tellement sec, que les bois se déjettent, et alors l'eau s'évapore avec une grande rapidité dans les vases ouverts. Nous désignerons tous ces phénomènes sous le nom collectif d'*hydrométéores*, mot dérivé du grec ὕδωρ, eau, et qui signifie météores aqueux.

REMARQUES GÉNÉRALES SUR LES GAZ ET LES VAPEURS. — L'eau, en passant à l'état de corps aériforme occupe un espace beaucoup plus grand que celui qu'elle remplissait lorsqu'elle se trouvait encore à l'état liquide. Ainsi l'eau peut exister sous deux formes différentes qui n'ont de commun entre elles que la mobilité extrême des molécules composantes qui sont séparées et se meuvent facilement l'une sur l'autre. Dans les corps solides, au contraire, il faut un effort plus ou moins grand pour écarter les molécules qui les composent. Les particules de l'eau ont cependant une tendance à se rapprocher et à former de petites masses sphériques. Dans les gaz proprement dits cette tendance n'existe pas, et toutes les molécules se repoussent mutuellement; d'où résulte une force d'expansion du gaz tout entier. Aussi est-il presque impossible de rapprocher ou d'éloigner les molécules de l'eau à l'état liquide; tandis qu'un volume de gaz, quelque petit qu'il soit, remplit toujours entièrement un vase d'une capacité quelconque. Placez une cloche sur le plateau d'une machine pneumatique et faites un vide aussi parfait que possible, il y aura néanmoins de l'air dans toutes les parties de la cloche. L'expérience suivante prouve que l'air s'est réellement dilaté : en effet, si nous mettons sous le récipient une vessie aplatie et fermée, celle-ci se gonflera à mesure que le vide se fait, mais reviendra sur elle-même dès qu'on laissera rentrer de l'air sous la cloche. Il s'é-

tablit en effet un équilibre entre les forces répulsives des molécules d'air contenues dans la vessie et celles qui remplissent le récipient.

Sans appareils de physique on peut se convaincre de cette vérité. Prenez une petite quantité de sulfure de potassium et versez dessus de l'acide sulfurique, il se dégagera un gaz sentant fortement les œufs pourris; quelque petit que soit le volume du gaz dégagé, il n'en remplira pas moins un vaste appartement. Il en est de même d'une goutte d'éther qui se vaporise, et la physique démontre que cette loi s'applique à tous les gaz sans exception.

Si l'attraction de la terre ne neutralisait pas cette force d'expansion de l'air, il s'échapperait dans l'espace, et notre globe n'aurait point d'atmosphère. L'attraction joue ici le rôle que remplissent les parois de la vessie dans l'expérience que nous avons rapportée. L'air soumis à cette force d'attraction devient un corps pesant comme tous ceux qui sont à la surface du globe. Aussi un ballon vide d'air est-il plus léger que le même ballon quand il en est rempli.

Quoique les particules des gaz tendent sans cesse à s'éloigner les unes des autres, nous pouvons néanmoins facilement diminuer le volume d'une certaine masse d'air. Une vessie devient plus petite lorsqu'on la comprime; on peut enfoncer un piston dans un cylindre creux de même diamètre et hermétiquement fermé; mais, dès qu'on cesse de presser sur le piston, l'air se dilate et le repousse. Si les corps aériformes ne passent pas à l'état liquide, les espaces occupés sont inversement proportionnels aux forces comprimantes. Ce qui veut dire que, sous une pression double, triple, quadruple, etc., ils occuperont la moitié, le tiers, le quart de l'espace primitif.

COMPOSITION PHYSIQUE DE L'ATMOSPHÈRE. — Chacune des molécules dont elle se compose exerce, en vertu de sa pesanteur, une pression sur les molécules situées au-dessous d'elle; cette pression s'ajoute à leur propre pesanteur et contribue, en se combinant avec l'action du globe terrestre, à les retenir autour de lui. Dans une colonne d'air verticale on trouve près du sol les couches les plus denses; cette densité diminue à mesure qu'on s'élève, parce que la portion d'atmosphère placée au-dessous de l'observateur n'exerce plus aucune pression sur celles qui sont placées à son niveau. Le baromètre qui mesure cette pression se tient plus bas au sommet qu'au pied d'une montagne; et le rapport qui existe entre la pression et la hauteur est tellement intime, qu'on peut déduire la différence de niveau de deux points, de la différence de longueur des colonnes barométriques observées simultanément à ces deux stations.

Plus la pression diminue et plus l'air tend à se dilater; aussi semblerait-il, au premier abord, que l'atmosphère doit s'étendre à une très-grande distance. On pourrait croire que c'est seulement à plusieurs

myriamètres que cette densité doit être assez faible pour être complétement négligée. L'expérience ne nous a pas appris ce que deviennent des particules d'air dont la densité serait infiniment plus faible qu'elle ne l'est à la surface de la terre. Si leur expansion était indéfinie, elles se répandraient dans les espaces célestes, et chacun des corps qui s'y meuvent se formerait une atmosphère en les attirant à lui. Les observations astrononiques ne sont pas favorables à cette hypothèse, et il est probable que l'atmosphère de la terre est limitée. L'éloignement de cette limite n'est pas encore bien connu; nous savons seulement qu'à une hauteur de 7 myriamètres environ la ténuité de l'air serait telle, que nous pouvons considérer cette limite comme celle de l'atmosphère[1].

DIFFÉRENCES DES GAZ ET DES VAPEURS. — Les corps aériformes se divisent naturellement en deux classes: quelques-uns restent toujours à l'état gazeux ou élastique, on les nomme *gaz* ou corps *aériformes;* d'autres passent, sous l'influence de diverses circonstances, à l'état liquide, ils sont désignés sous le nom de *vapeurs*. Parmi les agents qui déterminent ce changement, il faut ranger en première ligne la pression et la température. Courbons un tube barométrique ordinaire ABC (Pl. II, fig. 5), de façon que la branche BC soit parallèle à la

[1] Dans ces derniers temps M. Biot a publié de savantes recherches sur la constitution physique de l'atmosphère; elles l'ont conduit à une condition qui assigne une limite supérieure à l'atmosphère terrestre. Il a emprunté les éléments de ses calculs à trois séries d'observations barométriques, thermométriques et hygrométriques, faites à des stations successives par MM. Gay-Lussac, de Humboldt et Boussingault.

M. Gay-Lussac s'est élevé en aérostat, en octobre 1805, à une hauteur de 6,977 mètres au-dessus de l'Observatoire de Paris. Le nombre des observations intermédiaires est de 21.

Au mois de juin 1802, M. de Humboldt a observé, à cinq stations successives, en montant des plaines qui sont au pied du Chimboraço, vers la cime de la montagne. La première station était à 2,418, la dernière à 5,879 mètres au-dessus de la mer.

Enfin, en 1827, M. Boussingault a fait trois séries d'observations météorologiques dans ses ascensions sur le Chimboraço et l'Antisana, jusqu'à des hauteurs de 5,900 et 5,400 mètres au-dessus du niveau de la mer Pacifique. La série du Chimboraço comprend huit stations élevées, commençant à la hauteur de 2,700 mètres. Les séries de l'Antisana en comprennent chacune neuf, commençant à 2,500 mètres.

Pour déduire de ces observations la hauteur de l'atmosphère, M. Biot réduit d'abord à zéro les colonnes barométriques de diverses stations, puis il les ramène toutes à la gravité inférieure en calculant la correction que chacune nécessite d'après l'élévation relative de la station. En divisant toutes ces colonnes ainsi réduites par la colonne inférieure, il obtient les pressions successives en parties de la pression inférieure prise pour unité.

M. Biot déduit ensuite les densités correspondantes à ces pressions des températures de l'air concomitantes, en admettant, avec M. Gay-Lussac, que l'air diminue de 1/267e de son volume par chaque degré centigrade de refroidissement. Il tient compte en même temps de la tension de la vapeur aqueuse. Les densités ainsi obtenues sont rapportées à la densité inférieure comme à leur unité propre, de même qu'on l'a fait pour les pressions. On a donc les valeurs coexistantes de ces deux éléments dans tous les points de la colonne aérienne où les stations ont été établies.

branche AD, et fermons-le en C; adaptons une échelle à la branche BC qui indique le nombre de millimètres cubes contenus dans CE ou une portion quelconque du tube CB; adaptons de même une échelle divisée en millimètres à la branche AD; desséchons l'intérieur du tube en le mettant en communication avec un vase contenant de l'acide sulfurique anhydre, puis versons du mercure dans la longue branche de façon qu'il se mette en équilibre en D et E. La quantité d'air contenue dans CE n'est plus en communication avec l'atmosphère, mais est soumise à une pression qui nous est indiquée par la hauteur du baromètre. Si nous versons du mercure dans la longue branche jusqu'à ce que la colonne soit en F, elle ne montera dans la courte branche que jusqu'en G. Menons par le point G la ligne horizontale GH, nous aurons la mesure de la pression en ajoutant la longueur GH à celle de la colonne barométrique observée dans le moment de l'expérience. Si FH est égal à la longueur de la colonne barométrique, l'air contenu dans GC sera soumis à une pression de deux atmosphères; alors CG sera égal à la moitié de CE, et l'air occupera un espace plus petit de moitié que celui qu'il occupait sous la pression d'une atmosphère. En augmentant la pression, nous arriverons à constater la loi de **Mariotte**, déjà énoncée p. 55, que les espaces occupés par les gaz sont inversement proportionnels aux pressions.

L'air sec obéit à cette loi sous toutes les pressions essayées jusqu'à présent. Si l'air est humide, il suivra la loi sous de faibles pressions; mais sous de fortes pressions les espaces deviendront plus petits qu'ils

Prenant alors les pressions pour abscisses, et les densités pour ordonnées, M. Biot trouve que la courbe qui passe par toutes les stations est sensiblement une ligne droite. Il en conclut que le décroissement de la température va sans cesse en s'accélérant jusqu'aux stations les plus élevées que l'on a pu atteindre. Ainsi, d'après M. Biot, on ne saurait admettre qu'ultérieurement, et dans les régions inaccessibles de l'atmosphère, ce décroissement vienne à se ralentir; et, parmi les hypothèses que l'on peut adopter, la plus favorable à une atmosphère très-élevée sera donc celle d'un décroissement constant, à partir de la hauteur 6,977 mètres, limite supérieure des stations aérostatiques de M. Gay-Lussac. Maintenant, au delà de cette élévation, M. Biot substitue à l'atmosphère réelle une atmosphère fictive ayant à cette hauteur la même densité, la même pression, le même degré de chaleur et le même décroissement local de température que l'atmosphère véritable, mais assujettie ultérieurement à la condition arbitraire que le décroissement s'y maintienne constant et tel que M. Gay-Lussac l'a observé. Une telle condition jointe aux lois de l'équilibre la définit complétement, et, d'après les éléments physiques de la couche où elle commence, sa hauteur totale, jointe à celle de cette couche, est de 47,546 mètres. Or, dans l'atmosphère réelle, le décroissement de la température étant ultérieurement accéléré à partir de 6,977 mètres, il trouve que sa limite est inférieure à celle de l'atmosphère fictive ou à 47,000 mètres. Les séries équatoriales de MM. de Humboldt et Boussingault donnent même 43,000 mètres pour cette limite supérieure. (Voyez *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. VIII, p. 91; et t. IX, p. 174 [1839]. — *Additions à la connaissance des temps* de 1841. — *Mémoires de l'Académie des Sciences*, t. XVII. — *Astronomie physique*, t. I, p. 165.)

n'eussent été si l'air avait été parfaitement sec, car alors une partie de la vapeur d'eau se condense, passe à l'état liquide, et l'on remarque bientôt des gouttelettes d'eau à l'intérieur du tube CE.

La différence entre les gaz et les vapeurs peut se démontrer par une autre expérience. Prenons trois baromètres bien bouillis et bien d'accord entre eux. Suspendons-les dans un endroit où la température varie peu. Désignons ces trois instruments par les lettres A, B et C. Divisons les chambres barométriques de B et C en parties de capacité égale. Faisons monter une bulle d'air sec dans le vide de B. La dilatation de cet air abaissera la colonne de B, qui se tiendra plus basse que celle d'A. La différence donnera la mesure de l'élasticité du gaz à cette température. Faisons monter une goutte de liquide dans la chambre barométrique de C, elle se transformera en vapeur qui déprimera le mercure; et la quantité de cette dépression comparée à A donnera la tension de la vapeur d'eau à cette température. Si la quantité d'eau est suffisante, il se formera assez de vapeur d'eau pour *saturer* le vide, c'est-à-dire qu'il en contiendra autant qu'il peut en contenir à cette température. Plongeons verticalement les deux tubes B et C dans une cuve à mercure, leur colonne mercurielle sera toujours plus courte que celle de A; mais la différence entre A et B va toujours en augmentant à mesure que l'air est plus comprimé : preuve que son élasticité augmente, tandis que la différence entre A et C reste invariable. La vapeur d'eau a donc toujours la même élasticité dans un espace saturé, que cet espace soit petit ou grand. Car, dès que cet espace se rétrécit, une partie de la vapeur d'eau passe à l'état liquide. C'est seulement lorsque l'espace n'est pas saturé que la vapeur se comporte comme un gaz, jusqu'à ce que l'espace soit assez petit pour être saturé.

La température produit les mêmes effets que la pression. Supposons les trois baromètres placés dans un lieu où le thermomètre marque 20°. Supposons en outre que la colonne mercurielle A ait 758^{mm} de long; celles de B et de C, 740^{mm} : l'élasticité de l'air et celle de la vapeur seront toutes deux égales à 18^{mm}. Qu'on porte les instruments dans un lieu où la température soit à zéro; A ne changera pas dans le premier moment, tandis que B et C monteront : parce que l'abaissement de la température diminuera l'élasticité de l'air et la tension de la vapeur, qui ne déprimeront plus le mercure d'une même quantité. Des mesures exactes feront voir que dans ce cas le baromètre B se sera élevé à 741^{mm},13, le baromètre C à 752^{mm},32; l'élasticité de l'air a donc diminué dans le rapport de 18 à 16,87, tandis que la force de tension de la vapeur n'a plus été que de 5^{mm},68, et une partie de la vapeur a passé à l'état liquide. Des recherches minutieuses entreprises par des physiciens font voir que, si nous désignons par *e* l'espace occupé par une certaine quantité d'air à la température de zéro; à la température *t*, cet

espace deviendra $e \times 0,00375$ t. Nous verrons bientôt comment on mesure la tension de la vapeur d'eau à différentes températures[1].

Le passage de la vapeur d'eau à l'état liquide, ou en d'autres termes sa *précipitation*, donne lieu à une foule de phénomènes que nous observons journellement. Si en été on apporte une carafe d'eau froide dans une salle où se trouvent plusieurs personnes et où l'air soit un peu humide, elle se couvre à l'instant de rosée; car au contact de la carafe, l'air se refroidit; mais, comme il contient une proportion de vapeur plus grande que celle qui le saturerait complétement à cette température, une partie de cette vapeur passe à l'état liquide; toutefois cette rosée ne tarde pas à disparaître dès que les parois du vase ont été échauffées. En hiver on observe le même phénomène sur les carreaux de vitre. Une partie de la vapeur d'eau contenue dans la chambre se précipite en forme de rosée à la surface des carreaux refroidis pendant la nuit. Si la vapeur ne trouve pas de corps solide sur lequel elle puisse se précipiter à l'état de rosée, alors elle reste suspendue en l'air sous la forme de petites vésicules dont la réunion forme un brouillard. On voit très-bien ce brouillard quand on chauffe en plein air un vase rempli d'eau. L'air ne pouvant dissoudre toute cette vapeur, celle-ci passe à l'état vésiculaire.

COMPOSITION CHIMIQUE DE L'ATMOSPHÈRE. — Quand on songe combien de gaz et de vapeurs de nature différente se dégagent à la surface du globe, on serait tenté de croire qu'on doit les retrouver tous quand on analyse l'air atmosphérique. Mais leur quantité est tellement petite en comparaison de l'immensité de l'océan aérien, qu'elle échappe à nos moyens d'investigation. Une partie d'ailleurs sert à la nutrition des animaux et des plantes, ou se combine avec les roches et les métaux. Un petit nombre de gaz et de la vapeur d'eau, voilà tout ce qu'on trouve dans l'atmosphère. Quelques météorologistes ayant expliqué la pluie et quelques autres phénomènes par des réactions chimiques, nous devons énumérer ici ces composants.

Les analyses de l'air nous montrent partout de l'oxygène, de l'azote, de la vapeur d'eau, et presque toujours aussi un peu d'acide carbonique. Plus tard nous indiquerons les moyens par lesquels on peut estimer la quantité de vapeur d'eau. Qu'il nous suffise de montrer comment on peut s'assurer de sa présence. L'acide sulfurique concentré, le chlorure de calcium et d'autres corps ont la propriété d'absorber l'eau avec une grande avidité. Si on verse dans un verre de montre des quantités exactement pesées de ces différents corps, on verra, après quelques heures d'exposition à l'air libre, que leur poids a notablement augmenté, et l'analyse chimique prouve qu'ils ont absorbé de l'eau. Pour déterminer la quan-

[1] D'après les recherches plus récentes de MM. Rudberg, Regnault et Magnus, la véritable valeur de ce coefficient est 0,00366.

tité d'eau contenue dans un décimètre cube d'air, par exemple, on aura recours au procédé suivant : un vase de fer-blanc, de la capacité de six litres environ, est percé en haut et en bas de deux orifices qu'on peut fermer au moyen d'un robinet; on remplit ce vase d'eau et on fixe à l'orifice supérieur, au moyen d'un cylindre de caoutchouc, un tube de verre horizontal de trois décimètres de long et de plusieurs millimètres de diamètre. Ce tube contient des filaments d'asbeste, des fragments de sulfate de chaux ou de pierre ponce, humectés d'acide sulfurique, mais n'interceptant point le passage de l'air. Avant de fixer ce tube à l'appareil, on le pèse exactement. On ouvre alors le robinet supérieur et le robinet inférieur, et on laisse échapper trois litres d'eau. Ces trois litres d'eau seront remplacés par trois litres d'air qui se précipitent par le tube, en abandonnant à l'acide sulfurique la vapeur d'eau dont ils sont chargés. Si l'on pèse de nouveau le tube, on trouvera que son poids s'est accru, et l'augmentation du poids est égale à celui de la vapeur d'eau contenue dans ces trois litres d'air.

Tandis que la quantité de vapeur d'eau varie notablement suivant l'état de l'atmosphère, les quantités d'oxygène et d'azote restent constantes. L'oxygène entretient, comme on sait, la combustion et la respiration des animaux. On s'en assure en se procurant l'oxygène à l'état de pureté parfait. Fermez un tube à l'une de ses extrémités, puis courbez-le à angle obtus à quatre ou six centimètres de cette extrémité; introduisez dans sa cavité de l'oxyde rouge de mercure ou du chlorate de potasse. En chauffant ces corps l'oxygène qu'ils contiennent se dégagera et pourra être recueilli sous une cloche remplie d'eau et renversée dans une cuve pneumatique. Quand la cloche sera remplie, une allumette éteinte s'y rallumera en brûlant avec plus d'éclat que dans l'air, et un fil de fer tordu en hélice se consumera en jetant de vives étincelles.

Quand un corps brûle, l'oxygène se combine avec lui, et, par suite de cette combinaison, il se développe de la chaleur qui devient lumineuse lorsqu'elle est intense. Un nouveau corps est le produit de cette combinaison. Est-il solide et combustible, le gaz oxygène disparaît en entier. Remplissez d'oxygène une cloche renversée sur du mercure; introduisez-y un morceau de phosphore que vous allumerez au moyen d'une loupe, tout l'oxygène disparaîtra. Si, au lieu de phosphore, nous avions introduit sous la cloche des charbons incandescents, l'oxygène aurait disparu de même, mais eût été remplacé par un gaz incapable d'entretenir la respiration ou la combustion. Ce gaz troublera la limpidité de l'eau de chaux. Ces phénomènes s'expliquent aisément : dans le premier cas il se forme de l'acide phosphorique qui s'attache aux parois de la cloche sous forme de corps solide; dans le second, de l'acide carbonique qui reste à l'état gazeux, et ne passe à l'état solide qu'en se combinant avec la chaux suspendue dans le liquide.

Pour mesurer la quantité d'oxygène contenue dans l'air, il suffit d'enfermer dans un tube gradué une quantité d'air déterminée. On le plonge dans un bain de mercure, puis on introduit un morceau de phosphore dans le tube; on l'échauffe, le phosphore se consume en absorbant l'oxygène, et la différence entre l'espace occupé primitivement par l'air et le volume du gaz restant nous donne la mesure de la quantité d'oxygène qu'il contenait. M. **Brunner** a proposé un procédé analogue à celui qui sert à mesurer la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air. On introduit dans un tube des fragments de phosphore; on le pèse, puis on fait passer par ce tube une quantité d'air parfaitement déterminée; l'augmentation du poids du tube sera égale au poids de l'oxygène de l'air. Ce qui reste est de l'azote, qu'on ne saurait fixer et qui ne sert ni à la combustion ni à la respiration. On trouve en outre un peu d'acide carbonique et des traces de substances organiques.

Il existe encore d'autres méthodes d'analyse, et toutes sont d'accord pour montrer qu'un volume d'air atmosphérique se compose partout d'oxygène et d'azote dans les proportions suivantes :

Oxygène.	21
Azote.	79
	100

Une autre combinaison intéressante peut avoir lieu dans quelques circonstances. Si l'on remplit d'air atmosphérique un vase d'une capacité connue et qu'on fasse passer à travers ce vase un grand nombre d'étincelles électriques, le volume de l'air diminuera, et l'on trouvera dans l'eau de petites quantités d'acide azotique, résultat de la combinaison chimique de l'azote avec l'oxygène. La nature produit souvent cette combinaison en grand. M. **Liebig** a montré que l'eau des pluies d'orage contenait toujours un peu d'acide azotique, tandis que l'eau de pluie ordinaire n'en offre pas la moindre trace. Ainsi les changements de temps, et la pluie en particulier, ne sont point un résultat de combinaisons chimiques, car l'acide azotique qui se précipiterait aurait depuis longtemps éteint toute vie à la surface de la terre[1].

[1] La composition de l'air ne change-t-elle pas avec la série des siècles? est-elle la même à toutes les hauteurs? Telles sont les deux questions, d'une importance égale pour la météorologie, que MM. Dumas et Boussingault ont cherché à résoudre dans ces derniers temps. Leur procédé d'analyse consiste à faire passer de l'air parfaitement sec à travers un tube plein de cuivre métallique réduit par l'hydrogène et armé de robinets qui permettent d'y faire le vide. Le cuivre étant chauffé au rouge on ouvre celui des robinets par où doit arriver l'air qui se précipite dans le tube et cède à l'instant son oxygène au métal. Au bout de quelques minutes on ouvre le second robinet ainsi que celui d'un ballon vide avec lequel il communique au moyen d'un tube : le gaz azote se rend dans le ballon. Quand ce ballon est plein d'azote, ou à peu

PÉNÉTRATION DES GAZ. — Les vapeurs et les gaz obéissent à une loi commune qui les sépare complétement des liquides proprement dits. Si l'on verse dans un vase de l'eau, du mercure, des huiles ou d'autres liquides qui ne se combinent pas chimiquement, ils se disposeront suivant leur pesanteur spécifique : l'huile nagera à la surface, l'eau se tiendra au milieu ; enfin le mercure occupera le fond du vase. Mais, si dans un vase nous réunissons des gaz différents, par exemple, de l'hydrogène, de l'oxygène et de l'acide carbonique, dont les densités suivent l'ordre dans lequel nous énumérons ces gaz, nous ne verrons pas l'acide carbonique descendre au fond du vase, l'hydrogène monter en haut et l'oxygène se placer entre deux. D'après une loi découverte par **Berthollet** et développée depuis par **Dalton** et M. **Graham**, les gaz se pénètrent mutuellement de la manière la plus intime. Un gaz qui en pénètre un autre s'y comporte exactement comme dans le vide, et l'autre gaz ne fait que ralentir son expansion. Si l'on prend deux ballons de même capacité, et qu'après avoir rempli l'un de gaz acide carbonique, qui est fort lourd, l'autre, d'hydrogène, le plus léger des fluides aériformes, et qu'on les fasse communiquer entre eux par un tube très-étroit en plaçant le ballon plein d'hydrogène en haut, celui rempli de gaz acide carbonique en bas, ces gaz se mêleront néanmoins de manière que chaque ballon contiendra une quantité égale de chacun d'eux. Le temps nécessaire pour

près, on ferme tous les robinets. Puis on pèse séparément le ballon et le tube pleins d'azote. On les pèse ensuite de nouveau après y avoir fait le vide. La différence de ces pesées donne le poids du gaz azote. Quant au poids de l'oxygène, il est fourni par l'excès de poids que le tube qui contient le cuivre a acquis pendant la durée de l'expérience.

La moyenne de six analyses constate que la composition de l'air n'a point changé depuis les essais eudiométriques faits, il y a trente-cinq ans, par MM. Gay-Lussac et de Humboldt. La différence de 0 01 sur le volume de l'oxygène tient à la moindre perfection des moyens employés à cette époque. MM. Dumas et Boussingault ont, en outre, déterminé de nouveau avec le plus grand soin les densités de l'oxygène et de l'azote, afin de pouvoir convertir les poids des gaz en volumes. La composition de l'air atmosphérique normal est donc la suivante :

	En volume.	En poids.
Oxygène.	20,8	23,0
Azote.	79,2	77,0
	100,0	100,0

Depuis longtemps le docteur Dalton avait soutenu que la proportion d'azote devait s'accroître à mesure qu'on s'élève dans l'atmosphère. Le calcul avait conduit M. Babinet à des conclusions analogues; mais les analyses faites en Amérique par M. Boussingault à des hauteurs considérables, et celles de M. Brunner au sommet du Faulhorn étaient en désaccord avec les inductions de MM. Dalton et Babinet.

Pour résoudre la question d'une manière définitive, M. Dumas voulut bien me confier douze ballons de la capacité de 11 litres chacun. Le vide fut fait à Paris dans chacun de ces ballons à 4 ou 5 millimètres près; le col de chacun d'eux, fermé par un robinet, fut recouvert d'une coiffe en caoutchouc fort épaisse. A des époques con-

que la pénétration ait lieu dépend de la densité des gaz. La même loi s'applique aux vapeurs.

Les deux gaz qui composent l'atmosphère, l'oxygène et l'azote, ne sont point à l'état de combinaison chimique, et ils ne se séparent pas de façon que l'oxygène soit en bas et l'azote en haut. Ils sont au contraire continuellement mêlés par les vents horizontaux et par les courants ascendants, qui sont si visibles dans les pays de montagnes. Il en résulte qu'il n'y a aucune différence dans la composition de l'atmosphère analysée à diverses hauteurs[1].

TENSION DE LA VAPEUR D'EAU A DIFFÉRENTES TEMPÉRATURES. — Nous avons vu qu'à température égale la tension de la vapeur est la même dans un espace grand ou petit, pourvu que cet espace soit complétement saturé. Des recherches analogues font voir que cette tension est encore la même, que l'espace soit privé d'air ou rempli d'un gaz quelconque. Il n'y a qu'une seule différence entre ces deux cas, c'est qu'un espace vide contenant une quantité d'eau suffisante est toujours à l'état de saturation. Si, au contraire, l'espace est rempli d'air, il s'écoule un certain temps avant que la vapeur se soit répandue dans tout cet espace.

venues, je recueillais l'air au sommet du Faulhorn, à 2,672 mètres au-dessus de la mer, tandis que M. Dumas analysait celui de Paris, et M. Brunner celui de Berne, à 540 mètres sur la mer. Avant de recueillir l'air, je vérifiais avec M. Bravais si les ballons avaient gardé le vide, en les faisant communiquer avec un tube plongeant dans un flacon plein de mercure. Le mercure s'y élevait sous l'influence de la pression, et je comparais la longueur de la colonne à celle d'un bon baromètre à cuvette. Ces essais prouvent que les ballons avaient gardé le vide.

M. Dumas ayant analysé l'air contenu dans ces ballons, trouva que la composition était sensiblement la même que celle de l'air de Paris et de Berne, car les différences sont dans ces limites des erreurs inévitables de l'expérience. (Voir, pour les détails; *Annales de Chimie et de Physique*, t. LXXVIII, p. 257. 1841).

M. Marignac analysa l'air de Genève et M. Stas celui de Bruxelles en employant l'appareil de M. Dumas. Ils trouvèrent que sa composition était identique à celle de l'air de Paris. Mais un jeune chimiste danois, M. Lévy, recueillit de l'air pendant une traversée du Havre à Copenhague aussi près que possible de la surface des eaux. Cet air, comparé à celui de Copenhague et à de l'air pris sur la côte à Kromborg avec le vent de mer et à 12 mètres au dessus de son niveau, présenta une proportion d'oxygène un peu moindre, comme le prouvent les chiffres suivants :

Moyenne de l'air à Copenhague.	2299,8
Moyenne de l'air de la côte.	2301,6
Moyenne de l'air pris en mer.	2257,5

Ainsi l'on peut dire, jusqu'à preuve du contraire, que l'air a partout la même composition, sauf à la surface de la mer. (Voyez *Comptes rendus de l'Institut*, t. XIV, p. 360 et 570. 1842.)

Quant aux traces d'acide carbonique, d'hydrogène sulfuré ou carboné, d'ammoniaque et d'acide nitrique, qui y ont été signalées, ce sont des accidents locaux, qui ne sauraient avoir d'influence sur l'ensemble des phénomènes météorologiques. M.

[1] Voyez la note précédente.

Pour mesurer la tension de la vapeur à différentes températures, on a recours à un procédé très-simple. On fait monter une goutte d'eau dans une chambre barométrique, et l'on voit de combien la colonne se tient plus bas qu'un bon baromètre placé à la même hauteur. La différence donne la tension de la vapeur correspondante à la température qu'on observe simultanément. Pour que les résultats soient exacts, il faut employer des tubes de deux centimètres de diamètre environ, afin d'éviter les erreurs résultant de la dépression capillaire du mercure; il faut aussi réduire toutes les observations à la même température de la colonne mercurielle. C'est l'oubli de ces précautions qui explique la non-concordance des chiffres obtenus par différents physiciens. Je donne ici deux tables; la première a été construite par moi, la seconde par M. **August.**

TABLE

DES TENSIONS DE LA VAPEUR D'EAU EN MILLIMÈTRES DE MERCURE POUR CHAQUE DIXIÈME DE DEGRÉ ENTRE — 26° ET 36°, D'APRÈS KAEMTZ.

DEGRÉS.	DIXIÈMES DE DEGRÉS.									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
—25	0,68	0,67	0,66	0,66	0,65	0,64	0,64	0,63	0,62	0,62
—24	0,72	0,72	0,71	0,71	0,70	0,70	0,70	0,69	0,69	0,68
—23	0,79	0,78	0,77	0,77	0,76	0,75	0,75	0,74	0,73	0,73
—22	0,86	0,85	0,84	0,84	0,83	0,82	0,82	0,81	0,80	0,80
—21	0,92	0,91	0,91	0,90	0,90	0,89	0,88	0,88	0,87	0,86
—20	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97	0,96	0,95	0,95	0,94	0,93
—19	1 10	1.09	1,08	1,08	1.07	1,06	1,05	1,04	1,03	1,02
—18	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16	1,15	1,14	1,13	1,12	1,11
—17	1,29	1,28	1,27	1,26	1.25	1,24	1,24	1,23	1,22	1,21
—16	1,40	1,39	1,38	1,37	1,36	1,34	1,33	1.32	1,31	1,30
—15	1,51	1,50	1,49	1,48	1,47	1.45	1,44	1,43	1,42	1,41
—14	1,62	1,61	1,60	1,59	1,58	1,56	1,55	1,54	1,53	1,52
—13	1,76	1,74	1,73	1,72	1,70	1,69	1,67	1,66	1,65	1,63
—12	1,92	1,90	1,89	1,87	1,86	1,84	1,82	1,81	1,79	1,78
—11	2,05	2,04	2,02	2,01	2,00	1,99	1,97	1,96	1,95	1,95
—10	2,21	2,20	2,18	2,16	2,15	2.13	2.11	2,10	2,08	2,06
— 9	2,39	2,37	2,35	2,34	2,32	2,30	2,28	2,26	2,25	2,23
— 8	2,57	2.55	2,53	2,51	2,49	2,47	2,45	2,43	2,42	2,41
— 7	2,78	2,76	2,74	2,72	2,70	2,67	2,65	2,63	2,61	2,59
— 6	2,98	2,96	2.94	2,92	2.90	2,88	2.86	2,84	2,82	2,80
— 5	3,20	3,18	3,16	3,13	3,11	3.09	3,07	3,05	3,02	3,00
— 4	3,45	3,43	3,40	3,38	3,35	3,33	3,31	3,28	3,25	3,23
— 3	3,70	3,68	3,65	3,63	3,60	3,58	3,55	3,53	3,50	3,48
— 2	3,97	3,94	3,92	3,89	3,86	3,83	3,81	3,78	3,75	3,73
— 1	4,26	4,23	4,20	4,17	4,15	4,12	4,09	4,06	4,03	4,00

DEGRÉS.	DIXIÈMES DE DEGRÉS.									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
— 0	4,58	4 55	4,52	4,48	4,45	4.42	4,39	4,36	4,32	4,29
0	4,58	4,61	4.65	4,68	4.72	4,75	4.78	4,82	4,85	4,89
1	4,92	4,95	4,99	5,02	5,06	5 09	5,12	5,16	5,19	5,23
2	5,26	5,30	5,34	5,37	5,41	5.45	5,49	5,53	5,56	5,60
3	5,64	5,68	5,72	5,75	5,79	5.83	5,87	5,91	5,95	5,99
4	6,02	6,06	6,11	6,15	6,19	6,24	6,28	6,32	6,36	6,41
5	6,45	6,50	6,54	6,59	6,63	6,68	6,72	6,77	6,81	6,86
6	6,90	6,95	7,00	7.04	7,09	7,14	7,19	7,24	7,28	7,33
7	7,38	7,43	7.48	7,53	7,58	7,64	7,69	7,74	7,79	7,84
8	7,89	7,94	7.99	8,05	8,10	8,15	8,20	8,25	8,31	8,36
9	8,41	8,47	8,53	8,59	8,64	8,70	8,76	8,82	8,88	8,94
10	9,00	9,06	9,12	9,17	9,23	9,29	9,35	9,41	9,46	9,52
11	9 58	9,65	9,71	9,78	9,84	9,91	9,98	10,04	10,11	10,17
12	10,24	10,31	10,38	10,44	10.51	10,58	10,64	10,71	10,78	10,84
13	10,91	10,98	11,05	11,12	11,19	11,27	11,34	11,41	11,48	11,55
14	11,62	11,70	11,77	11,85	11,93	12,01	12,08	12,16	12,24	12.31
15	12,38	12,46	12,54	12,62	12,70	12,78	12,85	12,93	13,01	13,09
16	13,17	13,26	13,34	13,43	13.51	13.60	13,69	13,77	13,86	13,94
17	14,03	14,12	14.21	14.30	14,39	14,48	14.57	14,66	14,75	14,84
18	14,93	15,02	15,12	15,21	15,30	15,40	15,49	15,58	15,67	15,77
19	15,86	15,96	16,06	16,16	16,26	16,37	16,47	16.57	16,67	16,77
20	16.87	16,97	17,08	17,18	17,29	17,39	17,49	17,60	17,71	17,81
21	17,91	18,02	18,14	18,25	18,36	18,48	18,59	18,70	18,81	18,93
22	19,04	19,16	19,27	19,39	19,51	19,63	19,74	19.86	19,98	20,09
23	20,21	20,33	20,45	20,58	20,70	20.82	20.94	21,06	21,19	21,31
24	21;43	21.56	21,69	21,82	21.95	22.09	22,22	22,35	22,48	22,61
25	22,74	22,88	23,02	23,17	23,30	23,44	23.59	23.73	23,98	24,12
26	24,16	24,30	24.44	24,58	24,72	24,86	25.00	25.14	25,28	25,42
27	25,56	25.71	25,86	26,01	26,16	26,32	26.47	26,62	26,77	26,83
28	27,07	27,23	27,39	27,55	27,71	27,87	28,03	28,19	28,35	28,51
29	28,67	28 84	29,01	29,18	29,35	29,52	29,68	29,85	30,02	30,19
30	30.36	30,54	30,72	30.90	31,08	31,26	31.44	31,62	31,80	31,98
31	32,17	32,35	32,53	32,70	32,88	33.06	33,24	33,42	33,59	33,77
32	33,95	34.15	34,35	34,55	34,75	34,95	35,15	35,35	35,55	35,75
33	35,95	36.17	36,39	36,61	36,83	37,05	37,27	37,49	37,71	37,93
34	37,99	38.21	38,42	38,64	38,85	39,07	39,29	39,50	39,72	39,93
35	40,15	40,38	40,61	40,84	41,07	41,30	41,53	41,76	41,99	42,22

(*Voy.* l'Appendice, *fig.* 6.)

TABLE

DES TENSIONS DE LA VAPEUR D'EAU EN MILLIMÈTRES DE MERCURE

CALCULÉE PAR AUGUST D'APRÈS LES EXPÉRIENCES DE DALTON.

DEGRÉS.	DIXIÈMES DE DEGRÉS.									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
—31	0,45	0,45	0,45	0,44	0,44	0,43	0,43	0,42	0,42	0,41
—30	0,50	0,49	0,49	0,48	0,48	0,47	0,47	0,46	0,46	0,45
—29	0,54	0,54	0,54	0,53	0,53	0,52	0,52	0,51	0,51	0,50
—28	0,59	0,58	0,58	0,57	0,57	0,56	0,56	0,55	0,55	0,54
—27	0,63	0,63	0,63	0,62	0,62	0,61	0,61	0,60	0,60	0,59
—26	0,70	0,69	0,68	0,68	0,67	0,66	0,66	0,65	0,64	0,64
—25	0,77	0,76	0,75	0,75	0,74	0,73	0,73	0,72	0,71	0,71
—24	0,83	0,83	0,82	0,82	0,81	0,80	0,80	0,79	0,78	0,78
—23	0,90	0,89	0,88	0,88	0,87	0,86	0,86	0,85	0,84	0,84
—22	0,99	0,98	0,97	0,96	0,95	0,95	0,94	0,93	0,92	0,91
—21	1,06	1,05	1,04	1,04	1,03	1,02	1,02	1,01	1,00	1,00
—20	1,15	1,14	1,13	1,12	1,11	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07
—19	1,26	1,25	1,24	1,23	1,22	1,21	1,20	1,18	1,17	1,16
—18	1,33	1,32	1,31	1,31	1,30	1,29	1,29	1,28	1,27	1,27
—17	1,44	1,43	1,42	1,41	1,40	1,39	1,38	1,36	1,35	1,34
—16	1,56	1,54	1,53	1,52	1,51	1,50	1,49	1,47	1,46	1,45
—15	1,69	1,68	1,67	1,65	1,64	1,63	1,61	1,60	1,59	1,57
—14	1,80	1,79	1,78	1,77	1,76	1,75	1,74	1,72	1,71	1,70
—13	1,96	1,94	1,93	1,91	1,89	1,88	1,86	1,85	1,83	1,82
—12	2,12	2,10	2,09	2,07	2,05	2,04	2,02	2,01	1,99	1,98
—11	2,30	2,28	2,26	2,25	2,23	2,21	2,19	2,17	2,16	2,14
—10	2,48	2,46	2,44	2,43	2,41	2,39	2,37	2,35	2,34	2,32
— 9	2,66	2,64	2,62	2,61	2,59	2,57	2,55	2,53	2,52	2,50
— 8	2,86	2,84	2,82	2,80	2,78	2,76	2,74	2,72	2,70	2,68
— 7	3,09	3,06	3,04	3,02	3,00	2,97	2,95	2,93	2,91	2,88
— 6	3,32	3,29	3,27	3,25	3,23	3,20	3,18	3,16	3,14	3,11
— 5	3,56	3,56	3,54	3,51	3,48	3,46	3,43	3,40	3,37	3,35
— 4	3,83	3,80	3,78	3,75	3,72	3,70	3,67	3,64	3,61	3,59
— 3	4,11	4,07	4,05	4,02	3,99	3,97	3,94	3,91	3,88	3,86
— 2	4,40	4,37	4,34	4,32	4,29	4,26	4,23	4,20	4,17	4,14
— 1	4,71	4,68	4,65	4,62	4,59	4,56	4,53	4,49	4,46	4,43
— 0	5,05	5,01	4,98	4,95	4,91	4,88	4,85	4,81	4,78	4,74
0	5,05	5,09	5,12	5,16	5,19	5,23	5,27	5,30	5,34	5,37
1	5,41	5,45	5,49	5,52	5,56	5,60	5,64	5,68	5,72	5,75
2	5,80	5,84	5,88	5,92	5,96	6,00	6,04	6,08	6,13	6,17
3	6,20	6,24	6,29	6,33	6,37	6,41	6,46	6,50	6,54	6,59
4	6,63	6,68	6,72	6,77	6,81	6,86	6,90	6,95	6,99	7,04
5	7,08	7,13	7,18	7,23	7,28	7,33	7,38	7,43	7,48	7,53

DEGRÉS.	DIXIÈMES DE DEGRÉS.									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
6	7,58	7,63	7,68	7,74	7,79	7,84	7,89	7,94	7,99	8,05
7	8,10	8,15	8,21	8,26	8,32	8,37	8,43	8,48	8,53	8,59
8	8,64	8,70	8,76	8,82	8,87	8,93	8,99	9,05	9 11	9,17
9	9,23	9,30	9,36	9,43	9,50	9,57	9,65	9,70	9,77	9,84
10	9,90	9,96	10,02	10,08	10,14	10,20	10,25	10,31	10,37	10,43
11	10,49	10,56	10,63	10,69	10,76	10,83	10,90	10,96	11,03	11,10
12	11,17	11,24	11,31	11,38	11,45	11,52	11,59	11,66	11,73	11,80
13	11,86	11,94	12,02	12,10	12,18	12,26	12,34	12,42	12,50	12,58
14	12,66	12,74	12,82	12,90	12,98	13,05	13,13	13,21	13,29	13,37
15	13,44	13,52	13,61	13,69	13,77	13.86	13,94	14,02	14,11	14,19
16	14,28	14,37	14,47	14,56	14,65	14,74	14,84	14,93	15,02	15,11
17	15,20	15,29	15,38	15,46	15,55	15,64	15,73	15,82	15,90	15,99
18	16,08	16,17	16,27	16,36	16,45	16,54	16,64	16,73	16,82	16,91
19	17,01	17,13	17,25	17,37	17,49	17,61	17,73	17,85	17,97	18,09
20	18,20	18,31	18,43	18,54	18,65	18,76	18,88	18,99	19,10	19,21
21	19,33	19,45	19,56	19,68	19,80	19,92	20,03	20,15	20,27	20,39
22	20,51	20,63	20,76	20,88	21,01	21,13	21,25	21,38	21,50	21,63
23	21,75	21,88	22,00	22,13	22,26	22,38	22,51	22,63	22,76	22,89
24	23,01	23,13	23,24	23,36	23,48	23,60	23,71	23,83	23,95	24,07
25	24,18	24,34	24,50	24,67	24,83	24,99	25,15	25,32	25,48	25,64
26	25,81	25,97	26,13	26,28	26,44	26,60	26,76	26,92	27,07	27,23
27	27,39	27,55	27,71	27,86	28,02	28,18	28,34	28,50	28,65	28,81
28	28,96	29,13	29,29	29,46	29,63	29,79	29,96	30,13	30,30	30,46
29	30,63	30,81	30,98	31,16	31,33	31,51	31,69	31,86	32,04	32,21
30	32,39	32,57	32,76	32,94	33,13	33,31	33,50	33,68	33,87	34,05
31	34,24	34,43	34,63	34,82	35,02	35,21	35,40	35,60	35,79	35,99
32	36,18	36 38	36,59	36,79	36,99	37,20	37,40	37,60	37,80	38,01
33	38,21	38,43	38,64	38,86	39,08	39,29	39,51	39,73	39,94	40,16
34	40,38	40,60	40,82	41,04	41,26	41,49	41,71	41,93	42,15	42,37
35	42,59	42,82	43,05	43,28	43,51	43,74	43,97	44,20	44,43	44,66

(*Voy.* l'Appendice, fig. 6.)

L'usage de ces tables est très-facile. Supposons qu'on cherche la tension de la vapeur qui sature un espace dont la température est à 20°,4 : on cherche dans la première colonne verticale 20°, et dans la première ligne horizontale 0°,4, et on prend le nombre qui se trouve au point de rencontre de ces deux colonnes. Ma table donne 17^{mm},29, et celle d'**August** 18^{mm},65. Je ne saurais dire d'où provient cette différence, mais il serait bien à désirer qu'on refît ces expériences avec des tubes à très-grands diamètres. Les résultats de M. **August** concordant très-bien avec ceux qui ont été admis par la plupart des physiciens, nous les adopterons dans la suite de cet ouvrage.

POIDS DE LA VAPEUR D'EAU. — Pour connaître le poids de la vapeur d'eau, on laisse monter dans le tube barométrique une quantité d'eau d'un poids déterminé. En échauffant le tube, la tension de la vapeur augmente; d'abord la dépression de la colonne barométrique est égale à celle qui nous est indiquée par les deux tables précédentes. Mais, en continuant à chauffer, il arrive un moment où la tension croît très-lentement en suivant la loi d'un gaz. La température à laquelle la diminution soudaine dans la rapidité de l'accroissement de l'élasticité a eu lieu est le point de saturation. Si nous connaissons la capacité de l'espace rempli de vapeur, nous pouvons déduire du poids connu de l'eau introduite le poids de la vapeur contenue dans un espace donné. Des essais de ce genre donnent, d'après les expériences de M. **August**, les poids suivants pour le poids de la vapeur d'eau saturant un espace d'un mètre cube aux températures indiquées dans le tableau [1].

TABLE

DES POIDS DE VAPEUR D'EAU QUE PEUT CONTENIR UN MÈTRE CUBE D'AIR A DIFFÉRENTES TEMPÉRATURES.

DEGRÉS.	GRAMMES.	DEGRÉS.	GRAMMES.	DEGRÉS.	GRAMMES.
—25	0,95	— 4	4,37	17	15,84
—24	1,01	— 3	4,70	18	16,76
—23	1,10	— 2	5,01	19	17,75
—22	1,19	— 1	5,32	20	18,77
—21	1,26	0	5,66	21	19,82
—20	1.38	1	6,00	22	20,91
—19	1,47	2	6,42	23	22,09
—18	1,60	3	6,84	24	23,36
—17	1,74	4	7,32	25	24,61
—16	1,84	5	7,77	26	25,96
—15	2,00	6	8,25	27	27,34
—14	2,14	7	8,79	28	28,81
—13	2,33	8	9,30	29	30,35
—12	2,48	9	9,86	30	31,93
—11	2,65	10	10,57	31	33,65
—10	2,87	11	11,18	32	35,45
— 9	3,08	12	11,83	33	37,20
— 8	3,30	13	12,57	34	39,12
— 7	3,53	14	13,33	35	41,13
— 6	3,80	15	14,17	36	43,17
— 5	4,08	16	14,97		

[1] M. Pouillet a donné dans ses *Éléments de physique*, t. II, p. 564, une table qui présente en regard les tensions de la vapeur d'eau, depuis —20° jusqu'à 40°, et les poids correspondant en grammes de la vapeur contenue dans un mètre cube d'air. L'in-

Si nous connaissons la température à laquelle un espace donné est saturé, nous pouvons en déduire le poids ou la tension de la vapeur contenue dans un mètre cube d'air. Ainsi le poids de la quantité de vapeur contenue dans un mètre cube à la température de 10° sera de 10gr,57 ; la tension de la vapeur d'eau, 9mm,90. Chacun de ces nombres exprime également la quantité de vapeur d'eau. En météorologie il vaut mieux donner la tension. Ainsi, si dans le voisinage du sol nous trouvons que l'air soit saturé à une température de 10°, et si la vapeur s'étend en suivant les lois de la dilatation des fluides élastiques jusqu'aux limites de l'atmosphère, le poids de cette vapeur fera équilibre à une colonne de mercure de 9mm,90. Il nous est donc loisible de considérer la tension de la vapeur correspondant à chaque température comme égale au poids de la masse entière de vapeur d'eau répandue dans l'atmosphère.

CHALEUR LATENTE DE LA VAPEUR D'EAU. — La dilatation énorme de la vapeur d'eau, sous l'influence de la chaleur, nous montre le rôle important que cet agent joue dans sa production ; nous en serons encore plus convaincus si nous étudions les phénomènes de l'évaporation. Versez dans un vase métallique ouvert de l'eau à la température de l'air, et échauffez-la au moyen d'une lampe placée au-dessous du vase. Un thermomètre plongé dans l'eau montera jusqu'à ce que l'eau arrive à l'ébullition ; alors il restera stationnaire, et vous aurez beau activer le feu, le thermomètre ne s'élèvera pas au-dessus de 100°. Si le vase est fermé, la température de l'eau dépassera le point d'ébullition ; mais, si l'on ouvre le vase, la vapeur s'échappera avec force, et le thermomètre redescendra à 100°.

Black, physicien écossais, est le premier qui ait étudié les relations qui existent entre la formation de la vapeur d'eau et le point d'ébullition. Dans l'expérience précédente, dès que l'eau a atteint le degré d'ébullition, toute la chaleur qui pénètre dans le vase ne fait qu'accélérer l'évaporation, et ces vapeurs entraînent l'excès de température sans que leur température propre dépasse celle de l'eau bouillante. Ce qui le prouve, c'est l'abaissement du thermomètre qui a lieu dès qu'on ouvre un vase fermé où la température de l'eau s'est élevée au-dessus de 100°. **Black** a nommé *chaleur latente* ou *calorique latent* cette chaleur entraînée par les vapeurs et qui n'a aucune influence sur le thermomètre. L'existence de cette chaleur latente est une des conditions essentielles de la formation des vapeurs.

spection de cette table fait voir que, depuis 0° jusqu'à 25°, la force élastique exprimée en millimètres est sensiblement égale au poids de la quantité correspondante exprimé en grammes. Les différences sont de l'ordre de la première décimale. Ainsi, à la température de 6°, la tension de la vapeur aqueuse est 7mm,4, le poids de la vapeur contenue dans un mètre cube d'air 7gr,7 ; à la température de 16° la tension est 13mm,6, le poids de la vapeur correspondante 13gr,7 ; à 21° la tension est 18mm,5, le poids correspondant 18gr,1. M.

Si cette théorie est exacte, la chaleur latente de la vapeur doit redevenir sensible au thermomètre du moment que la vapeur repasse à l'état liquide. C'est ce qui arrive en effet : quelques essais fort simples vont le prouver de la manière la plus évidente. Si nous mêlons dans un vase 500 grammes d'eau à zéro avec 500 grammes d'eau à 100°, nous aurons un kilogramme d'eau à 50°. Quel que soit le rapport des quantités d'eau qu'on mélange, la distribution de la chaleur se fera dans le même rapport. Si nous prenons 10 kilogrammes d'eau à zéro, et que nous ajoutions 1 kilogramme d'eau à 100°, la température du mélange sera

$$\frac{10 \times 0 + 1 \times 100}{11} = 9^{\circ},1.$$

Versons maintenant 1 kilogramme d'eau à 100° dans un vase fermé, et faisons-le communiquer par un tube avec un vase contenant 10 kilogrammes d'eau à zéro ; si nous chauffons le premier vase, sa température reste constamment à 100° ; les vapeurs traversent l'eau froide, passent à l'état liquide, et, quand le kilogramme d'eau sera entièrement évaporé, on aura dans le second vase 11 kilogrammes d'eau, non pas à 9°, comme dans le cas précédent, mais à 58°. Cette différence provient de la chaleur latente que la vapeur a abandonnée à l'eau froide. Des expériences de ce genre ont montré que l'eau bouillante a une chaleur latente de 535° environ, ce qui porte à 635° la chaleur totale depuis zéro. Ainsi la quantité de chaleur nécessaire pour transformer en vapeur un kilogramme d'eau bouillante est égale à celle qui élèverait la température de cette eau à 635°, si celle-ci ne passait pas à l'état de vapeur.

L'expérience prouve que l'eau s'évapore à toutes les températures ; car, si dans une saison quelconque nous exposons à l'air libre un vase ouvert rempli d'eau, cette eau disparaîtra par évaporation. La glace même émet des vapeurs. Un morceau de glace mis sur le plateau d'une balance à une basse température diminue de poids. La vapeur qui se forme dans ces circonstances abaisse autant la température de l'eau que si celle-ci était à l'état d'ébullition. On peut s'en convaincre avec des liquides qui ont la propriété de bouillir à des températures très-basses et qui se vaporisent plus vite que l'eau. Si l'on enveloppe de coton une boule de thermomètre et qu'on l'arrose d'éther sulfurique, ce liquide, en se vaporisant, empruntera à la boule la chaleur qui lui est nécessaire pour passer à l'état de vapeur ; et au fort de l'été on verra l'instrument descendre à zéro et même au-dessous de zéro. Choisissez deux thermomètres aussi semblables que possible, enveloppez la boule de l'un d'eux d'une mousseline très-fine humectée d'eau, et suspendez-les tous deux à l'air libre par un temps très-sec, vous verrez le thermomètre humide se tenir à plusieurs degrés plus bas que le thermomètre sec.

Une foule d'observations confirment ce que nous venons de dire. Dans l'économie animale la chaleur latente joue un très-grand rôle. Lorsque la peau est couverte de sueur et que celle-ci s'évapore, nous éprouvons une sensation de froid bien marquée. Cette évaporation étant beaucoup moins active par un temps humide que par un temps sec, la sensation de froid est beaucoup plus forte dans ce dernier cas. C'est pourquoi, pendant l'été, nous trouvons la chaleur insupportable lorsque l'air est humide, quoique le thermomètre ne soit pas très-haut; mais, si le vent enlève à chaque instant l'atmosphère saturée de vapeur dont notre corps est entouré, alors l'évaporation se fait avec une plus grande activité. C'est pour cela qu'à température égale, et le degré d'humidité restant le même, nous éprouvons un sentiment de froid beaucoup plus vif s'il fait du vent que si l'air est parfaitement calme.

HYGROMÈTRES. — Nos sensations nous avertissent que la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air n'est pas toujours la même : pour la déterminer d'une manière rigoureuse, on a recours aux hygromètres. Le procédé le plus rigoureux est celui de **Brunner**, que nous avons mentionné précédemment; mais il est inexécutable dans une série régulière d'observations météorologiques, car chaque expérience dure une heure environ.

Le procédé de **Dalton**, perfectionné par **Daniell**, puis par **Koerner**, est fondé sur le principe suivant. Si l'on suppose qu'une masse d'air se refroidit lentement, elle finira par descendre à un degré de température auquel cet air sera saturé par la quantité de vapeur qu'il contient. Cette température, appelée le *point de rosée*, une fois connue, il suffit de chercher dans une table quelle est la quantité de vapeur qui lui correspond. Supposons que cette température soit 25°; si le point de rosée est à 10°,4, la table (page 66) nous donnera 10^{mm},14 de tension pour cette température du point de rosée; ce qui équivaut à dire que la pression de l'atmosphère de vapeur fait équilibre à une colonne de mercure de 10^{mm},14. Pour trouver le point de rosée on prend un thermomètre dont la boule soit libre; on l'entoure d'abord de mousseline, puis on applique sur la moitié inférieure de la boule une calotte mince d'argent doré qui s'y ajuste exactement; cela fait, on laisse tomber goutte à goutte de l'éther sulfurique sur la mousseline; l'éther se vaporise, enlève de la chaleur à la boule, qui atteint bientôt la température du point de rosée. A cet instant, la vapeur contenue dans l'air se condense sur la calotte dorée. Il s'agit donc d'observer exactement la température au moment où l'or se ternit. Pour que le résultat soit rigoureux, il faut tâcher que l'abaissement de la température se fasse aussi lentement que possible dans le voisinage du point de rosée, afin que l'appareil ait la même température dans toutes ses parties. Ainsi par un temps humide on versera très-peu d'éther sulfurique à la fois; si, malgré cette précaution, le

thermomètre baisse rapidement, il faut recommencer l'expérience. Lorsque l'instrument s'est de nouveau réchauffé, on laisse tomber encore quelques gouttes jusqu'à ce que le thermomètre soit presque descendu jusqu'au point de rosée; puis on en ajoute ce qu'il faut pour qu'il descende très-peu au-dessous de ce point. Avec un peu d'habitude on arrive bientôt à verser la quantité d'éther nécessaire pour obtenir un résultat.

Je ne m'arrèterai point à décrire l'appareil imaginé par **Daniel.** Pour l'observation journalière il offre de grands inconvénients. L'air est-il très-sec, on n'obtient le point de rosée qu'avec la plus grande peine; est-il humide, il devient fort difficile à dire à quel degré du thermomètre l'or s'est terni. A la lumière il est impossible d'observer cet instrument, qui ne peut servir réellement qu'à comparer entre eux les autres hygromètres.

Le point de rosée nous indique seulement la quantité de vapeur d'eau que l'air contient au moment de l'observation; mais cet élément ne suffit pas pour caractériser l'état hygrométrique de l'air. En hiver, quand il fait froid, l'air est souvent très-humide, tandis qu'il serait très-sec en été s'il contenait la même quantité de vapeur d'eau. Plus la différence entre la température du point de rosée et celle de l'air est grande, plus l'air est sec; car alors il peut encore dissoudre une grande quantité de vapeur d'eau, et il est peu probable que celle-ci se précipite à l'état de pluie. Si ce point de rosée nous apprend quelle est la *quantité absolue de vapeur d'eau* contenue dans l'air, la différence entre ce point de rosée et la température de l'air nous indiquera la *quantité relative de vapeur d'eau* ou l'*humidité* de l'air. Pour déterminer aisément cet élément, notons la quantité de vapeur que l'air contiendrait au moment de l'observation s'il était saturé, et divisons par ce nombre la quantité qu'elle contient réellement. Le quotient multiplié par 100 nous apprendra combien de pour cent de la première quantité sont contenus dans l'air. Supposons une température de 28°,4; le point de rosée à 12°,1; la tension de la quantité de vapeur absolue sera 11^{mm},24; si l'air était saturé à 28°,4, cette tension serait 29^{mm},63, le quotient $\frac{11^{mm},24 \times 100}{29^{mm},63} = 37,93$. Ainsi l'air contient, au moment de l'observation, environ 38 pour cent de la quantité de vapeur d'eau qu'il contiendrait s'il était à l'état de saturation.

La méthode de **Hutton** est encore plus simple. Modifiée d'abord par **Leslie,** elle a été ramenée dans ces derniers temps à sa simplicité primitive par **M. August,** de Berlin. On place l'un près de l'autre deux thermomètres aussi semblables que possible, et divisés de façon qu'on puisse estimer exactement un dixième de degré. La boule de l'un d'eux est couverte d'une mousseline constamment humectée au moyen d'une mèche qui plonge dans une capsule pleine d'eau. En vertu de l'évapo-

ration, la température du thermomètre mouillé est d'autant plus basse que l'air est plus sec et le baromètre plus bas. On peut donc, par le froid dû à l'évaporation, connaître la quantité de vapeur contenue dans l'air, et l'instrument a reçu de son inventeur le nom de *Psychromètre* (ψυχρός, froid). On note les deux indications des thermomètres et la hauteur barométrique correspondante. Soient t la température du thermomètre sec; t' celle du thermomètre humide, chacun portant la division centésimale; b la hauteur du baromètre en millimètres; soit en outre e la tension de la vapeur à la température t; e' la tension de la vapeur à la température t'. Nous aurons pour la tension E de la vapeur contenue dans l'air :

$$E = e' - 0{,}000804\,(t-t')\,b.$$

Si la température du thermomètre descend au-dessous de zéro, et que la boule soit recouverte d'une légère couche de glace, il faudra employer la formule suivante :

$$E = e' - 0{,}000748\,(t-t')\,b.$$

Soit le thermomètre sec à 21°, le thermomètre humide à 12°,5; soit $b = 752^{mm},32$; $t-t'$ sera égal à 8°,5 et

$$0{,}000804\,(t-t').\,b = 0{,}000804 \times 8.5 \times 752^{mm},32 = 5^{mm},14.$$

De plus $e' = 11^{mm},52$; donc $E = 11,52 - 5,14 = 6^{mm},38$, c'est la quantité absolue de vapeur d'eau. A 21°; $e = 19,35$ et

$$\frac{6,38 \times 100}{19,35} = 33,$$

qui est la quantité de vapeur relative [1].

Par cette méthode, on peut déduire des indications des deux thermomètres et de l'état du baromètre les conditions hygrométriques de l'atmosphère. Mais, si l'on possède un grand nombre d'observations, ces calculs deviennent fort longs. On fera très-bien alors de calculer d'après la hauteur moyenne du baromètre dans le lieu où l'on observe une table qui donne les quantités de vapeur absolues et relatives pour chaque différence psychrométrique et pour toutes les températures de dixième en dixième de degré. Je ne saurais assez recommander cette méthode. Si l'on se bornait à prendre, au bout de chaque mois, la différence psychrométrique moyenne, on s'exposerait à de graves erreurs [2].

[1] Voyez sur l'emploi et la construction du Psychromètre : — E.-F. August, *Ueber die Anwendung des Psychrometers zur Hygrometrie*, Berlin, 1828; et *Ueber die Fortschritte der Hygrometrie in der neuesten Zeit*, Berlin, 1830. — Pouillet, *Eléments de Physique*, t. II, p. 570, et pl. 31, fig. 382.

[2] L'application de ce procédé exige l'emploi de deux thermomètres identiques, et,

Les anciens météorologistes se servaient pour leurs recherches hygrométriques de corps organiques. Exposés à l'air humide, ceux-ci absorbent la vapeur d'eau et s'allongent ou se raccourcissent. L'instrument de ce genre le plus connu est l'hygromètre à cheveu de **de Saussure**. On fait bouillir un cheveu dans une légère dissolution de soude pour le dégraisser, puis une de ses extrémités est fixée dans un cadre tandis que l'autre s'enroule sur un cylindre portant une aiguille. Placé dans un air saturé d'humidité, ce cheveu s'allonge, tandis qu'il se raccourcit à l'air sec. **De Saussure** place le nombre 100 au point où l'aiguille s'arrête lorsque l'air est complétement saturé, et 0 à celui où elle reste fixe quand l'air est tout à fait sec. L'intervalle entre ces deux points est divisé en 100 parties égales.

Cet instrument indique l'humidité relative. Si on le place dans un air contenant des quantités de vapeurs connues, l'observation montre que ces degrés ne sont pas proportionnels à ces quantités. Quand l'instrument marque 80, l'air ne contient souvent pas 80, mais seulement 60 à 70 pour cent de la quantité de vapeur qui serait nécessaire pour le saturer. Nous possédons sur ce sujet des recherches de **de Saussure** lui-même, recalculées avec soin par M. **August**.

HUMIDITÉ RELATIVE CORRESPONDANT AUX DEGRÉS DE L'HYGROMÈTRE DE DE SAUSSURE.

HYGROMÈTRE	GAY-LUSSAC.	PRINSEP.	MELLONI.	AUGUST.
100°	100,0	100,0	100,0	100,0
95	89,1	88,7	90,8	94,0
90	79,1	78,2	85,1	86,0
85	69,6	68,5	76,5	79,0
80	61,2	59,2	68,9	71,0
75	55,8	50,6	62,0	64,0
70	47,2	43,6	55,6	56,0
65	41,4	37,2	49,6	48,0
60	36,3	31,5	44,0	41,0
55	31,8	26,3	39,1	36,0
50	27,8	21,8	34,6	31,0
45	24,1	17,7	29,8	27,0
40	20,8	14,3	27,0	23,0
35	17,7	11,4	23,8	19,0
30	14,8	9,1	19,0	16,0
25	12,0	7,1	16,4	13,0
20	9,4	4,9	11,7	10,0
15	7,0	3,0	8,3	70
10	4,6	1,6	5,0	4,0
5	2,2	0,6	2,6	2,0
0	0	0	0	0

VARIATIONS DIURNES DE LA QUANTITÉ DE VAPEUR D'EAU. — La théorie de la vapeur aqueuse et celle des hygromètres est une conquête des temps modernes. Il est donc à désirer que les observateurs portent leur attention sur ce sujet. Je ne connais que trois séries où le nombre des observations diurnes soit assez grand pour pouvoir être utilisé. L'une d'elles a été faite par **Neuber** à Apenrade en Danemark, pendant un an. Il observait toutes les deux heures l'hygromètre de **Daniell,** depuis sept heures du matin jusqu'à onze heures du soir. A Pétersbourg, M. **Kupfer** a observé pendant un an le psychromètre depuis huit heures du matin jusqu'à dix heures du soir. Enfin, j'ai fait la même chose presque toutes les heures à Halle depuis 1831; je l'ai aussi toujours noté dans mes observations près de la mer et sur les Alpes. Mes résultats embrassant la plus longue période, je les ai consignés dans la table suivante :

avec quelque perfection que soit construit un thermomètre ordinaire, on sait combien il est difficile d'obtenir deux instruments réellement comparables.

On remédierait à cette difficulté en n'employant qu'un seul thermomètre à très-grande marche et qui pût donner des indications à toutes les températures à observer.

L'instrument le plus éminemment propre à ces sortes d'expériences est un des thermomètres *métastatiques* à alcool, imaginés par M. Walferdin, et dont la construction est telle, qu'il se règle à volonté à toute température, et que dans la limite des observations nécessaires pour les déterminations psychrométriques, il peut indiquer la 100e partie et au delà d'un degré centésimal, sans que sa cuvette dépasse le volume de celle des plus petits thermomètres employés en météorologie.

Il suffit d'engager dans la tige la bulle de mercure qui sert d'index, à une température un peu supérieure à la température ambiante que l'on détermine alors, puis de faire tourner l'instrument en fronde après avoir entouré sa cuvette de mousseline humide pour que l'évaporation ait lieu, de noter sa nouvelle indication, et de comparer entre elles les deux observations ainsi obtenues, comme on le voit, avec le même instrument.

Le thermomètre métastatique devient, dans ce cas, l'instrument psychrométrique le plus simple et le plus rigoureux. (Voir, pour la description et la figure de cet instrument, le *Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, t. XIV, p. 63; et les *Annales de Physique et de Chimie de* Poggendorff, t. LVII, p. 549.) M.

TENSION DE LA VAPEUR A HALLE EN MILLIMÈTRES (*voy*. l'Appendice, fig. 7).

HEURES.	JANVIER.	FÉVRIER.	MARS.	AVRIL.	MAI.	JUIN.	JUILLET.	AOUT.	SEPTEMB.	OCTOBRE.	NOVEMB.	DÉCEMB.
midi.	4,29	4,69	5,34	6,15	7,94	10,36	11,62	10,77	9,96	8,27	5,93	5,64
1	4,32	4,74	5,34	6,05	7,88	10,28	11,42	10,61	9,88	8,29	5,98	5,64
2	4,34	4,80	5,35	6,08	7,87	10,22	11,32	10,60	9,74	8,25	5,98	5,66
3	4,33	4,81	5,35	6,09	7,85	10,21	11,22	10,56	9,66	8,15	5,92	5,64
4	4,28	4,82	5,29	6,09	7,82	10,23	11,18	10,57	9,57	8,10	5,89	5,65
5	4,25	4,77	5,28	6,09	7,91	10,27	11,25	10,55	9,56	8,06	5,82	5,58
6	4,24	4,72	5,27	6,12	7,98	10,33	11,36	10,72	9,60	8,10	5,77	5,56
7	4,22	4,66	5,23	6,15	8,04	10,46	11,68	10,79	9,58	8,07	5,72	5,52
8	4,20	4,61	5,18	6,13	8,11	10,60	11,76	10,85	9,61	7,96	5,68	5,51
9	4,18	4,57	5,15	6,10	8,08	10,54	11,75	10,98	9,61	7,88	5,64	5,52
10	4,15	4,55	5,12	6,05	8,11	10,39	11,67	10,69	9,65	7,80	5,59	5,48
11	4,14	4,53	5,10	6,03	8,05	10,19	11,52	10,59	9,57	7,72	5,57	5,47
minuit.	4,11	4,52	5,08	6,02	7,95	9,96	11,53	10,45	9,47	7,66	5,56	5,45
13	4,09	4,50	5,06	5,99	7,81	9,76	11,15	10,31	9,35	7,59	5,55	5,45
14	4,09	4,48	5,03	5,93	7,69	9,65	11,05	10,22	9,16	7,52	5,54	5,44
15	4,08	4,45	4,99	5,88	7,61	9,65	11,07	10,22	9,05	7,45	5,53	5,44
16	4,08	4,40	4,96	5,84	7,61	9,81	11,21	10,53	8,99	7,56	5,52	5,42
17	4,07	4,36	4,94	5,87	7,70	9,99	11,44	10,55	9,05	7,54	5,51	5,40
18	4,06	4,33	4,94	5,96	7,85	10,16	11,68	10,79	9,21	7,44	5,50	5,40
19	4,06	4,33	4,98	6,08	7,78	10,45	11,96	11,07	9,44	7,49	5,52	5,38
20	4,05	4,34	5,06	6,25	8,17	10,43	12,11	11,33	9,76	7,75	5,56	5,35
21	4,07	4,41	5,15	6,34	8,19	10,48	12,05	11,35	10,00	8,06	5,65	5,37
22	4,12	4,50	5,24	6,35	8,11	10,41	11,89	11,15	10,04	8,25	5,77	5,48
23	4,21	4,62	5,29	6,28	8,06	10,32	11,72	10,97	9,97	8,28	5,86	5,58
moyennes.	4,17	4,56	5,15	6,08	7,95	10,21	11,52	10,70	9,56	7,87	5,69	5,50

TABLEAU DE L'HUMIDITÉ RELATIVE A HALLE PAR HEURE ET PAR MOIS (*voy.* l'Appendice, fig. 8).

HEURES.	JANVIER.	FÉVRIER.	MARS.	AVRIL.	MAI.	JUIN.	JUILLET.	AOUT.	SEPTEMB.	OCTOBRE.	NOVEMB.	DÉCEMB.
midi.	82,8	74,7	69,9	59,7	57,8	59,9	55,7	54,2	61,3	69,3	80,9	84,1
1	81,0	72,8	67,5	56,8	55 5	57,5	53,3	50,8	58,9	66,7	79,7	82,6
2	80,6	72,5	67,1	56,2	53,9	55,8	52,1	49,1	57,4	66,1	79,6	82,8
3	81,4	73,2	67,0	56,3	53,3	55,1	51,2	49,3	57,1	66,5	80,2	83,2
4	82,3	75,3	67,9	57,6	53,7	56,0	51,6	50,2	57,6	68,4	81,8	84,7
5	83,9	77,5	70,4	61,6	56,2	58,4	54,2	52,1	59,5	70,8	83,4	85,5
6	85,4	79,7	73,5	62,6	59,6	61,7	57,2	55,3	65,1	74,6	84,4	86,3
7	86,1	81,0	75,3	65,8	63,4	65,6	62,3	58,7	66,8	77,5	85,4	86,7
8	86,4	81,8	77,7	69,3	67,2	70,5	67,5	62,4	71,0	79,4	86,1	87,1
9	86,5	82,8	79,1	72,1	70,7	74,2	71,2	65,5	74,8	80,9	86,7	88,0
10	87,0	83,7	80,1	74,2	73,9	76,8	74,4	69,1	78,3	82,6	87,0	88,1
11	87,0	84,0	80,7	76,0	75,7	78,6	76,9	71,5	80,4	83,5	87,3	88,2
minuit.	87,2	84,3	81,0	77,7	77,7	80,2	78,7	73,8	81,5	84,3	87,6	88,5
13	87,4	84,6	81,5	79,3	79,8	81,5	80,2	76,0	82,2	85,1	87,9	88,6
14	87,7	84,9	82,4	81,0	82,0	82,9	81,8	78,3	83,0	85,8	88,2	88,6
15	88,0	85,3	83,5	82,7	83,7	84,3	83,0	80,5	84,1	86,7	88,5	88,6
16	88,3	85,7	84,7	84,2	84,6	85,2	84,0	82,2	85,3	87,4	88,8	88,6
17	88,6	86,0	85,6	85,0	84,2	84,9	83,3	82,8	86,1	87,9	89,1	88,7
18	88,8	86,3	85,5	84,6	82,3	82,9	82,6	81,9	85,3	87,8	89,4	88,8
19	88,9	86,2	84,7	82,1	78,8	79,9	79,0	78,7	83,8	86,7	89,1	88,7
20	88,3	84,3	82,9	78,8	73,8	74,2	74,0	74,1	80,3	84,8	88,1	88,4
21	86,9	82,2	76,6	73,3	66,8	69,9	68,2	68,6	74,9	81,6	87,9	87,7
22	85,4	79,2	75,9	68,9	64,7	65,3	63,1	62,9	69,1	77,2	84,5	86,3
23	83,9	76,8	72,1	64,3	61,2	61,8	58,9	57,8	64,5	72,8	82,4	85,1
moyennes.	85,8	81,0	77,3	71,3	69,2	71,0	68,5	66,1	72,8	78,9	85,6	86,8

Les lois qu'on peut déduire de ces tables sont très-simples. A Halle, c'est le matin, avant le lever du soleil, que la quantité de vapeur atteint son *minimum* pendant toute la durée de l'année. En même temps, à cause de l'abaissement de la température, l'humidité est à son *maximum*. A mesure que le soleil s'élève sur l'horizon, l'évaporation augmente, et l'air reçoit à chaque instant une plus grande quantité de vapeur. Mais, comme l'air oppose un obstacle à la formation de cette vapeur, il s'éloigne toujours de plus en plus du point de saturation, et l'humidité relative devient de plus en plus faible. Cette marche continue sans interruption jusqu'au moment où la température atteint son *maximum*. En hiver, la quantité de vapeur augmente régulièrement jusque vers l'après-midi; lorsque le thermomètre commence à baisser, la vapeur se condense en partie sur les corps froids, et la proportion de vapeur diminue jusqu'au lendemain matin; tandis que, par suite de cet abaissement de la température, l'air devient relativement plus humide.

En été, les choses se comportent tout autrement : alors la quantité de vapeur absolue augmente également le matin; mais avant midi il y a déjà un *maximum* qui, dans les différents mois, vient tantôt plus tôt, tantôt plus tard. Ensuite la quantité de vapeur absolue diminue jusqu'au moment de la température la plus forte de la journée, sans cependant atteindre un *minimum* aussi bas que celui du matin. Comme la température s'élève pendant tout cet espace de temps, il va sans dire que l'air s'éloigne toujours de plus en plus du point de saturation. Après avoir atteint son *minimum*, la quantité de vapeur augmente de nouveau assez régulièrement jusqu'au lendemain matin, tandis que relativement l'air devient de plus en plus humide.

Quoique ces résultats mensuels soient des moyennes d'observations continuées pendant plusieurs années, je ne les regarde cependant pas comme définitifs. Il serait intéressant d'avoir des séries semblables pour un grand nombre de lieux; car les variations paraissent différer sur plusieurs points du globe. Ainsi le *minimum* de la quantité de vapeur d'eau qui a lieu vers midi est relativement moins marqué sur les bords de la mer. C'est ce que semblent prouver les observations que j'ai faites à Deep, près Treptow, sur la Réga, près des côtes de la Baltique, pendant l'été de 1837, avec le même instrument qui m'avait servi pendant la série de Halle. Le tableau suivant présente les moyennes tensions et l'humidité relative moyenne des différentes heures du jour et de la nuit.

TENSION DE LA VAPEUR D'EAU ET HUMIDITÉ RELATIVE AUX DIFFÉRENTES HEURES SUR LES BORDS DE LA BALTIQUE.

HEURES.	JUILLET.		AOUT.	
	TENSION de LA VAPEUR en millimètres.	HUMIDITÉ.	TENSION de LA VAPEUR en millimètres.	HUMIDITÉ.
midi.	11,38	69,3	12,44	65,6
1	11,38	69,0	12,36	64,9
2	11,41	70,3	12,20	63,9
3	11,23	70,1	12,34	67,5
4	11,11	71,0	12,37	68,8
5	11,06	71,9	12,37	71,2
6	11,00	73,0	12,33	73,9
7	10,93	73,6	12,22	77,6
8	10,74	79,4	12,17	81,2
9	10,64	82,1	11,98	81,5
10	10,58	84,0	11,85	82,9
11	10,46	85,2	11,64	84,5
minuit.	10,28	85,7	11,42	85,6
13	10,12	85,9	11,25	86,2
14	10,05	86,2	11,19	86,8
15	10,09	86,4	11,18	87,5
16	10,25	86,2	11,30	87,5
17	10,50	84,9	11,53	86,7
18	10,78	82,1	11,83	84,6
19	10,99	78,6	12,12	81,6
20	11,07	75,1	12,47	78,0
21	11,13	72,6	12,53	73,7
22	11,03	69,2	12,65	72,0
23	11,19	68,6	12,57	68,2
moyennes.	10,81	77,6	12,02	77,6

Nous voyons par cette table que la marche de l'humidité relative est la même qu'à Halle, sauf que la différence entre le *maximum* et le *minimum* est beaucoup moindre. En juillet, il y a augmentation progressive assez régulière de la quantité de vapeur d'eau, depuis le matin jusque dans l'après-midi ; car des anomalies partielles, telles que celle de 22 heures, disparaîtraient dans une série plus longue. En août, la quantité de vapeur diminue vers midi, quoique beaucoup moins jusqu'à Halle. L'on ne remarque pas non plus d'augmentation vers le soir. Les observations de **Neuber** à Apenrade conduisent aux mêmes conséquences. D'après les calculs de M. **Dove**, on trouve les nombres suivants pour les tensions de la vapeur.

TENSION DE LA VAPEUR D'EAU PAR HEURE ET PAR MOIS A APENRADE.

HEURES.	JANVIER.	FÉVRIER.	MARS.	AVRIL.	MAI.	JUIN.	JUILLET.	AOUT.	SEPTEMB.	OCTOB.	NOVEMB.	DÉCEMB.	MOYENNES.
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
7 mat.	5,730	4,941	4,670	6,767	8,053	11,121	12,316	11,820	11,008	8,211	6,655	6,156	8,119
9 »	5,798	4,965	4,941	7,445	8,887	11,708	13,509	13,038	12,880	8,865	6,722	6,159	8,726
11 »	5,911	5,324	5,254	7,849	9,249	12,478	14,051	14,144	13,489	9,609	7,196	6,340	9,258
12 »	6,113	5,504	5,369	8,052	9,517	12,858	14,051	14,572	13,693	9,725	7,508	6,385	9,410
1 soir.	6,204	5,572	5,504	8,098	9,429	12,746	14,502	14,845	13,941	9,858	7,265	6,450	9,511
3 »	6,069	5,527	5,436	8,121	9,226	12,701	14,347	14,550	14,144	9,768	7,128	6,450	9,456
5 »	5,888	5,166	5,098	7,737	9,091	12,204	13,829	14,121	13,648	9,317	6,947	6,517	9,114
7 »	5,775	4,873	4,851	7,137	8,662	11,505	11,685	12,926	12,565	8,797	6,835	6,226	8,486
9 »	5,775	4,851	4,806	7,058	8,053	10,557	11,753	11,980	11,798	8,640	6,767	6,159	8,165
11 »	5,775	4,851	4,783	6,700	7,515	9,813	11,279	11,166	11,076	8,559	6,700	6,136	7,865
Moyennes.	5,904	5,157	5,069	7,494	8,848	11,769	13,088	13,316	12,824	9,144	6,952	6,272	

(*Voy.* l'Appendice, fig. 9.)

Ces observations ayant été faites avec l'hygromètre de **Daniell**, on pourrait croire que les écarts de ces valeurs, comparées à celles de Halle, dépendent de la différence des instruments employés. Pour m'en assurer, j'ai observé simultanément pendant plusieurs mois de l'été de 1836 le psychromètre et l'hygromètre de **Daniell** : leurs indications s'accordaient très-bien. Il faut donc nécessairement admettre que ces écarts tiennent à des différences climatériques ; tandis qu'à Halle la quantité de vapeur va en diminuant notablement depuis le matin jusqu'à midi pendant tout l'été, nous ne trouvons aucun indice de cette diminution à Apenrade, où elle augmente et diminue avec la température, et où les différences entre les *maxima* et les *minima* sont beaucoup plus considérables qu'à Halle.

Pour apprécier ces différences, il faudrait connaître les lois auxquelles ces variations obéissent; mais, le nombre des observations étant trop restreint, nous nous bornerons à quelques remarques générales. Toutes ces différences tiennent soit aux courants ascendants, soit à la résistance que l'air oppose à la translation des vapeurs. Lorsque, le matin, l'évaporation commence avec l'accroissement de la température, la vapeur, en vertu de la résistance de l'air, s'accumule à la surface du sol, comme le montrent les observations faites sur tous les points du globe. Cette couche de vapeur n'atteint pas une grande épaisseur ; mais, dès que le courant ascendant commence, surtout en été, alors les vapeurs sont entraînées vers les parties supérieures de l'atmosphère avec une force qui va toujours en croissant jusque vers l'heure de midi. L'évaporation du sol est alors plus active à cause de l'accroissement de la température ; le courant ascendant en emporte néanmoins la majeure partie, et il y a diminution de la quantité de vapeur. Vers le soir, quand la température commence à baisser, le courant ascendant diminue de force ou cesse même tout à fait ; alors, non-seulement la vapeur s'accumule dans les parties inférieures, mais encore elle descend des régions supérieures ; c'est pourquoi nous observons vers le soir un second *maximnm* qui ne se soutient pas, parce que, pendant la nuit, la vapeur se précipitant à l'état de rosée ou de gelée blanche, l'air devient nécessairement plus sec.

La justesse de ces remarques est pleinement confirmée par les observations faites sur une montagne élevée. Tandis qu'à une petite hauteur, comme celle de Halle, la quantité de vapeur diminue vers midi, nous trouvons sur des points élevés une augmentation rapide dans le cours de la journée, et, le soir, une diminution non moins rapide. Ces deux phénomènes sont d'autant plus marqués que le point est plus élevé. En juin 1832 et 1833, j'ai observé l'hygromètre d'heure en heure sur le Rigi (1,810^{m}), et pendant les mois de septembre et d'octobre de la même année, sur le Faulhorn (2,672^{m}), pendant que M. **Horner** faisait de même à Zurich. Le tableau suivant donne la moyenne des observations des deux années.

TENSION DE LA VAPEUR D'EAU ET HUMIDITÉ RELATIVE A ZURICH, SUR LE RIGI ET SUR LE FAULHORN.

HEURES.	ZURICH.		RIGI.		ZURICH.		FAULHORN.	
	mm.		mm.		mm.		mm.	
midi.	10,92	58,9	7,54	80,3	10,03	64,0	4,86	73,4
1	10,99	58,7	7,49	78,2	9,86	60,7	5.04	73,7
2	11,05	58,6	7,42	78,6	9,87	59,2	5.09	77,0
3	10,91	60,0	7,40	79,8	9,77	57,9	5,16	80,7
4	10,97	60,9	7,24	81,2	9,65	58,8	4,94	80,8
5	11,17	63,8	7,06	82,7	9,86	63,6	4.62	80,5
6	11,23	66,6	6,98	85,2	9,97	69,5	4,32	78,5
7	11,21	71,4	6,84	85,7	9,86	74,1	4.16	77,6
8	11,34	76,3	6,69	86,4	9,66	76,7	4.01	76,1
9	11,30	79,6	6,70	87,3	9,44	78,7	3,95	75,8
10	11,13	81,7	6,66	87,8	9,24	80,4	3,86	75,0
11	11,05	83,8	6,59	87,8	9,08	81,6	3,80	74,4
minuit.	10,85	85,3	6,53	87,7	8,94	82,4	3,73	73,7
13	10,83	86,7	6,48	87,7	8,78	83,1	3,66	73,0
14	10,71	87,7	6,43	87,6	8,79	83,8	3,59	72,6
15	10,61	89,0	6,36	87,5	8,45	84,8	3,55	72,3
16	10,56	90,0	6,31	87,5	8,32	85,7	3,50	72,1
17	10,57	89,7	6,27	87,0	8,30	86,4	3,50	71,9
18	10,69	86,9	6,42	85,7	8,37	86,8	3,40	71,9
19	10,88	82,4	6,56	84,6	8,47	84,5	3,65	70,6
20	11,13	76,9	6,76	83,4	8,87	80,6	3,79	69,8
21	11,06	69,9	7,02	81,2	9,59	76,2	4,06	69,7
22	11,08	65,1	7,27	81,1	9,53	70,4	4,27	71,3
23	11,03	61,7	7,43	81,3	9,77	67,1	4,62	71,8
moyennes.	10,97	74,6	6,83	84,3	9,25	74,8	4,13	74,4

(*Voy.* l'Appendice, fig. 10.)

Comparons la tension absolue de la vapeur à Zurich et sur le Rigi ; la pression de l'atmosphère de vapeur est à son ***minimum*** au lever du soleil. Dans la plaine elle présente un ***maximum*** vers neuf heures du matin ; puis vient une légère diminution, et nous trouvons vers trois heures une valeur plus faible de $0^{mm},2$ environ que celle du matin. La quantité de vapeur augmente ensuite progressivement, et atteint vers l'heure du coucher du soleil un second ***maximum***, pour diminuer ensuite assez régulièrement jusqu'au lendemain matin. Sur le Rigi, situé à une petite distance et élevé de 1,402 mètres au-dessus du lac de Zurich, le ***minimum*** de midi manque tout à fait à cause des vapeurs qui s'élèvent incessamment de la plaine ; vers le soir ces vapeurs s'abaissent très-rapidement au-dessous de son sommet. Les observations du Faulhorn

sont encore plus décisives ; sur cette montagne la plus grande tension de la vapeur n'a lieu que quelques heures après midi [1].

Ces différences notables dans la marche de la quantité absolue de vapeur d'eau en entraînent de plus grandes encore dans celle de l'humidité relative. Déjà **de Saussure** et **Deluc**, malgré l'imperfection de leurs instruments, les avaient signalées aux observateurs. Le courant ascendant du matin entraîne les vapeurs vers les régions supérieures; l'air devient relativement plus sec qu'il ne le serait en vertu de l'augmentation de température seulement; tandis que ces vapeurs s'élèvent, la sécheresse augmente moins rapidement, surtout en considérant que dans les couches supérieures de l'atmosphère la température change moins que dans les couches inférieures. Il peut même arriver que sur des points très-élevés l'air devienne relativement plus humide pendant le cours de la journée, tandis que sa sécheresse augmente vers le soir lorsque les vapeurs s'abaissent dans les plaines. Mes observations prouvent cette possibilité de la manière la plus évidente; car, quoique l'humidité relative suive à Zurich et sur le Rigi une marche dépendante de l'heure de la journée, cependant les différences sont beaucoup moins sensibles sur le Rigi. A Zurich, on trouve entre 16 heures et 2 heures

[1] L'on ne possède encore qu'un petit nombre de séries d'observations hygrométriques faites sur de hautes montagnes. En 1841 M. Bravais a étudié avec moi, et en 1842 avec M. Peltier, jour et nuit, l'humidité de l'air au moyen du psychromètre sur le sommet du Faulhorn. La moyenne de 30 jours d'observations nous a donné les résultats suivants :

VARIATION DIURNE DE L'HUMIDITÉ SUR LE FAULHORN.

SOIR.	HUMIDITÉ.		MATIN.	HUMIDITÉ.	
	ABSOLUE.	RELATIVE.		ABSOLUE.	RELATIVE.
	mm.			mm.	
Midi.	5,69	0,77	Minuit.	4.37	0.77
2 h.	5,98	0,82	2 h.	4,34	0,79
4 h.	6,07	0,89	4 h.	4.32	0,79
6 h.	5,78	0,90	6 h.	4.36	0,77
8 h.	5,14	0,86	8 h.	4,59	0,73
10 h.	4,43	0,77	10 h.	4,99	0,73

La marche de la tension absolue de la vapeur et de l'humidité relative est presque la même que celle que donne le tableau de M. Kaemtz. Pendant nos observations, l'humidité relative a été sensiblement stationnaire depuis 10 heures du soir jusqu'à l'époque du lever du soleil; d'après lui, cette même humidité décroîtrait lentement pendant la même période. Cette différence pourrait provenir de ce que M. Kaemtz a obtenu par interpolation les nombres relatifs à la période nocturne. L'amplitude de l'oscillation est un peu plus forte dans nos observations que dans les siennes.

Quant à la tension absolue, les heures du *maximum* et du *minimum*, ainsi que l'amplitude de la variation, sont presque identiques. M.

une différence de 31,4 pour cent; sur le Rigi, entre 16 heures et 1 heure, une différence de 9,3 pour cent seulement. Sur le Faulhorn, qui est de 870 mètres plus élevé, la marche est à peu près inverse : c'est le matin, vers 8 et 9 heures, quelques heures après le *maximum* d'humidité à Zurich, que l'air est le plus sec. De même, dans l'après-midi, l'humidité relative est très-forte sur le Faulhorn, tandis que dans la plaine l'air atteint son plus haut degré de sécheresse. Il doit donc exister à une certaine hauteur un point où l'hygromètre est stationnaire pendant les 24 heures.

J'ai insisté sur ces différences, qui serviront à expliquer plusieurs phénomènes intéressants. On en déduit facilement les causes qui font que la marche diurne de l'humidité relative est différente sur les côtes et dans l'intérieur des continents. Nous avons vu que sur le bord de la mer la quantité de vapeur va régulièrement en augmentant depuis le lever du soleil jusque vers 2 ou 3 heures de l'après-midi; cela tient à ce que la brise de mer s'élève précisément au moment où les courants ascendants entraînent les vapeurs vers les régions supérieures. Cette brise amène les vapeurs du large, et l'air devient plus humide pendant l'après-midi qu'il ne l'est au milieu d'un continent.

VARIATIONS ANNUELLES DE LA QUANTITÉ DE VAPEUR D'EAU. — La vapeur étant le résultat de l'action de la chaleur sur l'eau, il est évident que sa quantité doit varier dans les différentes saisons. Ce fait est prouvé par le petit nombre de séries continues que nous possédons. Qu'il nous suffise de donner ici quelques résultats qui montrent quelle est l'humidité absolue ou relative à Halle pendant les différents mois de l'année.

TENSION DE LA VAPEUR D'EAU ET HUMIDITÉ RELATIVE DANS LES DIFFÉRENTS MOIS A HALLE

	TENSION de la VAPEUR D'EAU.	HUMIDITÉ RELATIVE.
Janvier	4,509	85,0
Février	4,749	79,9
Mars	5,107	76,4
Avril	6,247	71,4
Mai	7,836	69,1
Juin	10,843	69,7
Juillet	11,626	66,5
Août	10,701	66,1
Septembre	9,560	72,8
Octobre	7,868	78,9
Novembre	5,644	85,3
Décembre	5,599	86,2

En janvier, le mois le plus froid de l'année, la quantité de vapeur atteint son *minimum;* en même temps l'humidité relative est à son *maximum*. A mesure que la température s'élève, l'évaporation devient plus active et la quantité de vapeur augmente d'abord lentement, parce que les vents d'est qui soufflent habituellement pendant cette saison amènent de l'air sec de l'intérieur du continent. Toutefois il ne faut pas se dissimuler que les nombres obtenus pour l'hiver et le printemps diffèrent probablement beaucoup des moyennes fournies par des séries embrassant un grand nombre d'années; car les derniers hivers ont été plus chauds et les printemps plus froids qu'ils ne le sont habituellement. Ainsi les nombres correspondant à l'hiver sont trop forts, ceux du printemps trop faibles. La quantité de vapeur atteint son *maximum* en juillet, le mois où l'air est le plus sec. Aux approches de l'hiver, quand la chaleur diminue, la quantité d'eau qui se précipite sous forme de pluie, de rosée, de gelée blanche, est beaucoup plus considérable que celle qui passe à l'état de vapeur. Sa quantité va donc toujours en diminuant, quoique l'humidité augmente continuellement et soit plus forte en novembre et en décembre que dans le mois de janvier. De là les froids humides qui caractérisent ces deux derniers mois.

Nous trouvons une marche analogue dans tous les pays où l'on a observé jusqu'ici. Même dans l'Inde, où la marche de la température diffère tant de celle que nous avons en Europe, on trouve, d'après les observations de M. **Prinsep** à Bénarès, une augmentation de la quantité de vapeur vers le mois de juillet et une diminution en janvier.

CONDITIONS HYGROMÉTRIQUES DES DIFFÉRENTES PARTIES DE LA TERRE. — Pour une foule de recherches, il serait de la plus haute importance de connaître numériquement la quantité de vapeur qui existe dans diverses régions du globe. La vie des plantes et des animaux, le caractère du paysage, dépendent de cet élément aussi bien que de la température. La sécheresse ou l'humidité de l'air ont la plus grande influence sur le développement des maladies. Jusqu'ici nous n'avons pas un nombre d'observations suffisant, et les remarques suivantes ne sont que des inductions qui peuvent faire pressentir des vérités qui nous sont encore cachées.

Il est d'abord certain que la quantité de vapeur va en diminuant avec la chaleur depuis l'équateur jusqu'au pôle. Dans des localités semblables, mais situées à une distance inégale du pôle, l'humidité relative se comporte-t-elle de la même manière ou d'une manière différente ? C'est ce qu'il est impossible de dire dans l'état actuel de nos connaissances. En pleine mer, à toutes les latitudes, l'air paraît être à l'état de saturation; car, si nous plaçons sous un récipient de l'eau pure, des solutions salines, des acides affaiblis, etc., l'air de ce récipient sera, après un temps suffisant, complètement saturé. Toutefois, à température égale,

la quantité de vapeur contenue dans le récipient ne sera pas égale dans ces différents cas. Elle sera la plus grande possible avec de l'eau pure, plus petite avec d'autres liquides. Le rapport dépend de la nature et de la densité de la dissolution. Prenons un mélange d'eau et d'acide sulfurique; la quantité de vapeur sera d'autant moindre que la proportion d'acide sulfurique sera plus forte. Si l'acide sulfurique est presque pur, l'air restera sec, quand même nous introduirions dans le récipient une grande quantité de vapeur. Quoique la chaleur favorise la vaporisation de l'eau, l'acide sulfurique et certains sels ont une telle affinité pour la vapeur d'eau, qu'ils s'opposent à sa formation. S'ils ne peuvent l'empêcher tout à fait, ils la restreignent, et il ne se forme que la quantité de vapeur résultant de l'équilibre entre la production des vapeurs par la chaleur et leur absorption par l'acide sulfurique. Quand on introduit dans l'appareil une quantité de vapeur plus grande que celle qui est nécessaire à la saturation de l'air, cet excès est absorbé par l'acide et transformé en eau. Il est facile de prouver ces assertions en plaçant un hygromètre à cheveu dans le récipient où se trouvent ces solutions; l'hygromètre ne marque 100 que dans le cas où le liquide est de l'eau pure; dans tous les autres cas l'aiguille marque un degré moindre que 100.

En appliquant ces considérations aux eaux de la mer, nous remarquons qu'elles contiennent plus ou moins de sel; d'où résulte qu'elles développent moins de vapeur que l'eau distillée. Ainsi, en faisant des expériences à diverses températures, nous trouvons que l'eau de mer n'émet qu'une quantité de vapeur égale à celle qui serait produite par une masse d'eau distillée égale, mais plus froide de 3°,5. Sur l'Océan le point de rosée est ordinairement au-dessous de la température de l'eau de la mer : l'air de l'Océan est donc toujours complétement saturé.

Sur les côtes la quantité de vapeur est, à latitude égale, la plus grande possible, et elle diminue à mesure qu'on pénètre dans le continent. Cette règle se confirme dans l'intérieur des États-Unis d'Amérique, au milieu des plaines de l'Orénoque ou des steppes de la Sibérie, dans les déserts de l'Afrique et de l'Asie, ainsi que dans l'intérieur de la Nouvelle-Hollande, où l'air est habituellement très-sec. On voit ici comment tous les phénomènes météorologiques s'enchaînent réciproquement; les déserts de l'Afrique, étant tout à fait arides, ne sont le siége d'aucune évaporation. En outre, l'extrême chaleur, accrue encore par la réverbération du sable, s'oppose aux précipitations aqueuses, et par conséquent cette contrée est condamnée à une éternelle stérilité.

CONDITIONS HYGROMÉTRIQUES A DIFFÉRENTES HAUTEURS DANS L'ATMOSPHÈRE. — Les couches supérieures de l'atmosphère sont-elles plus sèches ou plus humides que les inférieures? Telle est la question que je vais essayer de traiter dans ce chapitre;

elle est d'une haute importance pour la connaissance des vicissitudes atmosphériques. N'oublions pas la distinction déjà établie entre la quantité de vapeur absolue et l'humidité relative de l'air. Quant à la première, il serait oiseux de prouver que la pression de l'atmosphère de vapeur et sa densité diminuent à mesure qu'on s'élève. Toutes les expériences le prouvent. Si l'on cite quelques exceptions, elles tiennent à des perturbations extraordinaires analogues à celles qui produisent une interversion dans le décroissement de la température. Il s'agit uniquement ici de l'humidité relative, et sur ce point les opinions des physiciens sont partagées.

De Saussure et **Deluc**, qui, les premiers, portèrent des hygromètres sur de hautes montagnes, mais qui n'ont pas toujours établi la distinction sur laquelle nous venons d'insister, ont dit en thèse générale que l'air était plus sec en haut qu'en bas. Ce fait, admis assez généralement par tous les physiciens, a été constaté par les expériences que M. **de Humboldt** a faites dans l'Amérique intertropicale; mais, malgré de si grandes autorités, je crois pouvoir contester la généralité de cette assertion.

Quand on suit pendant quelque temps sur un point élevé des Alpes la marche de l'hygromètre, on constate quelquefois un degré de sécheresse dont on n'a aucune idée dans les plaines; il accompagne souvent ce beau temps, si ardemment désiré par tous les voyageurs. J'ai vu quelquefois dans ces cas la neige disparaître avec une extrême rapidité sans mouiller la terre, parce qu'elle se transformait immédiatement en vapeurs; du bois placé au soleil se déjetait très-vite. Si ces phénomènes se passent à la surface du sol, où l'hygromètre est influencé par l'évaporation immédiate de la terre, ils devraient être encore bien plus marqués si l'on s'élevait dans un aérostat. Toutefois il ne faut pas oublier qu'à ces journées si sèches succèdent des journées et même des semaines entières où les sommets des montagnes sont voilés par d'épais brouillards, tandis que dans la plaine l'hygromètre se tient loin du point de saturation. Si nous réfléchissons que les observations de **de Saussure** et **Deluc**, sauf le séjour sur le col du Géant, ont toutes été faites dans des courses de montagnes pour lesquelles on choisit toujours le beau temps, nous ne nous étonnerons pas si leurs résultats s'éloignent beaucoup du résultat moyen. En analysant ceux de M. **de Humboldt**, il ne faut pas oublier que sa station inférieure se trouvait au bord de la mer, tandis que la supérieure, placée dans l'intérieur des terres, était exposée à l'influence des vents d'est, qui, traversant de vastes continents, sont ordinairement très-secs. **De Saussure** a fait une série d'observations pendant son séjour de seize jours sur le col du Géant, à une hauteur de 3,450 mètres, tandis qu'on observait simultanément les instruments à Genève et dans la vallée de Chamounix. Malheureusement le créateur de l'hygrométrie

a exclu de ses calculs tous les jours pendant lesquels il était entouré de nuages, et par conséquent la moyenne qu'il a obtenue est fort différente de la moyenne réelle.

Ce sont des considérations de ce genre qui m'ont conduit à révoquer en doute, dans mon *Traité de Météorologie* l'opinion généralement reçue de la plus grande sécheresse des régions supérieures. Tandis qu'à Zurich, pendant une durée de neuf semaines, l'air ne contenait en moyenne que 74,6 pour cent de la quantité de vapeur nécessaire à sa saturation, il en contenait 84,3 sur le Rigi. Après onze semaines d'observations pendant les mois d'août, septembre et octobre, cette quantité fut de 74,8 à Zurich, et de 74,4 sur le Faulhorn. Ainsi donc nous sommes autorisé à conclure qu'en somme l'air des couches supérieures est aussi humide que celui des couches inférieures [1].

Mes observations m'ont fait voir aussi l'influence des vicissitudes atmosphériques sur ce phénomène, influence beaucoup plus marquée dans la région des nuages que dans la plaine. Les semaines que je passai en 1832 sur le Faulhorn furent remarquables par une grande sérénité; le ciel ne resta couvert que pendant peu de jours, et j'étais rarement enveloppé dans les nuages. La fin de l'été de 1833 fut au contraire très-humide : rarement le ciel resta découvert pendant quelques heures, et de fréquentes inondations, suite de pluies abondantes, désolèrent plusieurs parties de la Suisse. Aussi, en 1832, l'humidité relative fut-elle à Zurich de 74,4; sur le Faulhorn, de 63,3. En 1833, elle fut à Zurich de 75,3; sur le Faulhorn, de 85,5. Ainsi, tandis que pendant la première année l'air était beaucoup plus sec en haut, ce fut le contraire pendant la seconde, et c'est sur la montagne que la différence des deux années se montra la mieux caractérisée.

Il nous reste à rechercher les causes de ces différences dans l'humidité relative. Sans doute des observations continuées pendant plusieurs années seraient nécessaires pour décider définitivement ces questions; mais, puisque nous ne les possédons pas, je vais mettre les miennes à profit. La première idée qui se présente à l'esprit, c'est d'admettre que la tension de la vapeur diminue plus vite par un temps sec dans les régions supérieures de l'atmosphère que par un temps humide. Toutefois les différences observées ne s'expliquent point uniquement par cette circonstance, car en 1832 la tension de la vapeur était de $3^{mm},748$ sur le

[1] Les observations que j'ai faites avec M. Bravais, au sommet de la même montagne, du 16 juillet au 5 août 1841, confirment pleinement les résultats de l'auteur. Nous avons trouvé pour l'humidité relative comparée :

Faulhorn	75,9
Zurich	72,9
Milan	65,2

M.

Faulhorn, et à Zurich de 8mm,797. En 1833 je trouvai pour le Faulhorn 4mm,507; pour Zurich, 9mm,710. Ainsi donc, tandis que, pendant l'été sec de 1832, la quantité de vapeur sur le Faulhorn est 0,43 de celle dans la plaine, elle se trouve de 0,46 pendant l'été humide de 1833; et, quoique ce dernier chiffre soit plus fort que le premier, il ne suffit cependant pas pour expliquer les différences observées. L'influence de la température se montre bien plus puissante : en 1832, la moyenne de la série fut de 12°,67 à Zurich, de 2°,46 sur le Faulhorn; en 1833, elle fut de 14°,20 à Zurich, et de 0°,51 sur le Faulhorn. Pendant la première année il fallait s'élever de 230 mètres pour avoir un décroissement de 1°; pendant la seconde, il suffisait que la différence de niveau fût de 164 mètres pour avoir le même décroissement. Il est donc très-probable que le décroissement de la température est beaucoup moins rapide par un temps serein que par un temps couvert, et c'est cette circonstance, due à la direction du vent et à d'autres causes, qui réagit à son tour sur l'état du ciel, en déterminant ou en empêchant la condensation des vapeurs.

Toutes ces considérations nous expliquent pourquoi les observateurs se sont toujours plaints de l'inexactitude des indications hygrométriques. Ainsi le ciel est couvert, ou même il pleut, et cependant l'hygromètre est au sec; à une autre époque, le temps est beau, et l'hygromètre marque un degré d'humidité très-forte. Aussi les récriminations de ceux qui ne regardent ces instruments que pour prédire le temps sont-elles fort légitimes. Mais les savants ne doivent pas oublier que le thermomètre et l'hygromètre indiquent seulement l'état de l'air au lieu où ils se trouvent. A 50 ou 60 mètres au-dessus de la tête de l'observateur, les conditions sont changées. Supposons, par exemple, que la quantité de vapeur d'eau diminue régulièrement avec la hauteur, mais que le décroissement soit plus rapide qu'il ne l'est ordinairement; nous aurons un ciel couvert avec un hygromètre au sec. Si l'inverse avait lieu et que l'air fût exceptionnellement chaud dans le haut, l'hygromètre pourrait être à l'humide avec un ciel serein.

Ainsi donc les prédictions appuyées sur l'état de l'hygromètre seront très-souvent en défaut. Plus tard, nous verrons qu'il faut les combiner avec un autre élément, savoir, la pression atmosphérique.

INFLUENCE DES VENTS SUR LES CONDITIONS HYGROMÉTRIQUES DE L'ATMOSPHÈRE. — L'expérience journalière nous apprend déjà que l'air n'est pas également humide par tous les vents. Quand le laboureur veut sécher ses blés ou ses foins, quand la ménagère étend son linge mouillé, leurs désirs sont bientôt remplis si le vent d'est souffle d'une manière continue; mais par un vent d'ouest il faut un temps beaucoup plus long. Certaines opérations de teinture ne réussissent que par les vents d'est. Quelque instructives que soient ces observations, elles ne sauraient cependant nous conduire à des lois rigoureuses.

Pour les connaître, il faut compulser une longue série de journaux météorologiques, afin que les anomalies partielles disparaissent dans les moyennes. On réunit toutes les indications hygrométriques qui correspondent à chacun des vents; on prend leur moyenne arithmétique, et on obtient de cette manière la rose des vents hygrométrique de la localité en question. Pour arriver à un résultat exact, certaines précautions sont indispensables. Les conditions hygrométriques variant, comme nous l'avons vu, suivant l'heure du jour et la saison de l'année, il serait peu logique d'additionner simplement tous les nombres trouvés : car je suppose que le vent du nord ait soufflé 10 fois en hiver, 30 fois en été; comme l'air contient plus de vapeur d'eau en été qu'en hiver, la quantité moyenne de vapeur correspondante à ce vent serait trop forte si nous nous contentions de prendre la moyenne de nos quarante observations. Voici la méthode que je préfère.

Possédant un grand nombre d'observations journalières faites à Halle, je cherchais pour chaque jour la direction moyenne du vent, et je lui appliquais la moyenne hygrométrique. Dans le cas où il y avait eu des sautes de vents brusques dans la journée, comme du S.O. au N.E., par exemple, alors j'appliquais également la moyenne hygrométrique à l'un et à l'autre de ces deux vents. Si chaque vent avait soufflé un même nombre de fois dans chaque mois, j'aurais pu additionner séparément les tensions de vapeur observées dans chaque mois, et diviser leur somme par le nombre de fois que le vent avait soufflé. Mais chaque vent ne souffle pas un même nombre de fois, ni pendant chaque mois, ni même pendant chaque année; nous ne pouvons donc procéder ainsi, et deux moyens se présentent pour résoudre cette difficulté : 1° prendre la moyenne pour chaque heure du mois, en déduire d'abord la moyenne mensuelle, puis la moyenne annuelle. Mais celle-ci ne sera qu'approximative, car un vent souffle plus souvent dans un mois que dans l'autre, et il arrivera qu'on donnera le même degré de confiance à une moyenne déduite d'un petit nombre de chiffres qu'à celle qui sera le résultat d'une longue série d'observations. 2° Je suppose que j'aie pris pour le vent du nord, par exemple, la moyenne mensuelle de plusieurs années; je la compare à la moyenne générale et je cherche leur différence; puis je multiplie cette dernière par le nombre des observations; j'additionne ensuite ces produits par saison ou par année, et je soustrais la moyenne de ces sommes de la moyenne générale. Un exemple éclaircira ce que je viens de dire. Soient pour le vent de N.E. les tensions de la vapeur dans les trois mois :

		mm.	
Décembre.	10 observations. . . .	3,587	en moyenne.
Janvier. .	8 . . »	3,091	»
Février. .	12 . . »	3,661	»

Mais l'ensemble des observations donne comme tension moyenne de chaque mois :

	mm
Décembre	5,484
Janvier	4,169
Février	4,563
Hiver	4,738

Par conséquent nous en déduisons les différences suivantes :

	mm.		mm.		mm.
Décembre	3,587	—	5,484	=	— 1,897
Janvier	3,091	—	4,169	=	— 1,078
Février	3,661	—	4,563	=	— 0,902

Multiplions maintenant ces différences par le nombre des observations, et nous trouverons :

		mm.		mm.
Décembre	10 ×	— 1,897	=	— 18,970
Janvier	8 ×	— 1,078	=	— 8,624
Février	13 ×	— 0,902	=	— 11,726
	Somme			— 39,320
	Moyenne par 31			— 1,268

Ainsi en hiver, par le vent de N.E., la tension moyenne de la vapeur est de $1^{mm},268$ au-dessous de la moyenne générale; elle est donc égale à $4^{mm},738 - 1^{mm},268 = 3^{mm},470$.

Sans doute cette méthode est longue et pénible, mais je n'en connais point de plus exacte; et, comme il serait du plus haut intérêt de posséder ces éléments dans un grand nombre de contrées, j'ose engager les observateurs à faire ces tableaux par vents et tensions chaque jour, sans quoi le nombre des observations s'accumule tellement, qu'on n'a plus le courage de les calculer.

Voici les résultats auxquels m'ont conduit quatre années d'observations consécutives (1834–1837) faites à Halle. Toutefois je ne pense pas que ces nombres soient définitifs, parce que les moyennes mensuelles sont encore incertaines. Néanmoins, comme je ne connais aucune autre série qui fournisse tous les éléments nécessaires, je donne ici ces chiffres, qui ne doivent pas s'écarter beaucoup de la vérité pour ce qui regarde l'Allemagne moyenne et septentrionale; si nous cherchons d'abord la tension moyenne de la vapeur pendant l'année, nous trouvons pour les différents vents les nombres suivants :

TENSION DE LA VAPEUR D'EAU PAR DIFFÉRENTS VENTS.

	mm.		mm.
N.	6, 69	S.	7, 82
N.E.	6, 56	S.O.	7, 46
E.	6, 90	O.	7, 26
S.E.	7, 31	N.O.	6, 90

Ainsi la quantité de vapeur est aussi petite que possible lorsque le vent souffle entre le nord et le N.E.; elle augmente quand il tourne à l'est, au S.E. et au sud, et atteint son *maximum* entre le sud et le S.O. pour diminuer de nouveau en passant à l'ouest et au N.O. La cause de ces différences est bien simple. Avant d'arriver à nous, les vents d'ouest passent sur l'Atlantique et se chargent de vapeurs, tandis que ceux qui soufflent de l'est viennent de l'intérieur des continents de l'Europe ou de l'Asie. Ces vapeurs se résolvent déjà en pluie lorsque les vents occidentaux arrivent en France; mais cette eau se vaporise presque immédiatement, et il en résulte qu'en Allemagne ces vents seront toujours plus chargés de vapeur que ceux de l'est. Le vent de O.S.O., venant à la fois de la mer et de contrées plus chaudes, peut se charger d'une plus grande proportion de vapeur d'eau que le vent d'ouest, qui est plus froid. Aussi, quoique ce dernier ait moins de chemin à faire pour arriver depuis la mer jusqu'à Halle, contient-il une moindre proportion de vapeur que le S.O.

Les mêmes différences existent entre les diverses saisons; je les passe sous silence pour m'occuper uniquement de l'humidité relative. Ici l'élément de la température entre en ligne de compte, car la quantité de vapeur peut varier à l'infini, tandis que le degré de chaleur reste toujours le même. Nous verrons par la suite quelle est l'influence des vents sur la température; mais chacun sait déjà qu'en hiver, par exemple, les vents d'ouest sont chauds, tandis que ceux de l'est sont froids. J'ai déjà fait remarquer aussi qu'à latitude égale les hivers étaient plus froids et les étés plus chauds dans l'intérieur du continent que sur les côtes occidentales de l'Europe. Si l'on prend les moyennes annuelles, les nombres trouvés pour Halle ne font pas saillir les différences. En égalant à 100 la quantité de vapeur d'eau capable de saturer chaque vent, le tableau suivant présente la proportion de vapeur que ce vent renferme.

QUANTITÉ RELATIVE DE VAPEUR D'EAU POUR CHAQUE VENT A HALLE.

N.	78, 5	S.	75, 6
N.E.	77, 5	S.O.	74, 8
E.	73, 0	O.	74, 4
S.E.	74, 8	N.O.	76, 5

Ainsi, quoique par le vent du nord l'air contienne une proportion de vapeur d'eau beaucoup moindre que par le vent du sud, il n'en est pas moins infiniment plus humide, à cause de sa basse température. Les saisons modifient encore cette règle générale; c'est pourquoi je donne ici la table suivante :

HUMIDITÉ RELATIVE

PAR LES DIFFÉRENTS VENTS DANS LES QUATRE SAISONS DE L'ANNÉE.

VENT.	HIVER.	PRINTEMPS.	ÉTÉ.	AUTOMNE.
N.	89,5	75,0	67,6	78,7
N.E.	91,2	72,5	67,4	82,6
E.	92,6	66,9	61,5	75,7
S.E.	85,5	71,4	66,3	79,2
S.	85,0	70,5	67,4	76,2
S.O.	81,9	70,5	69,9	78,6
O.	80,9	71,7	71,4	80,6
N.O.	85,2	75,4	68,8	82,7

(*Voy.* l'Appendice, fig. 11.)

Cette table renferme probablement encore bien des anomalies; toutefois elle donne lieu à plusieurs considérations très-intéressantes. On est frappé d'abord du contraste qui existe entre l'hiver et l'été. Quoique dans ces deux saisons la proportion de vapeur soit moindre par les vents d'est que par ceux d'ouest, cependant la température peu élevée de ces vents en hiver rétablit l'équilibre, et dans cette saison le vent d'est est le plus humide, celui d'ouest le plus sec. En été, c'est le contraire; c'est lorsque chacun de ces vents commence à souffler que le contraste est le plus frappant. Si, par exemple, en hiver, les vents d'ouest ont régné quelque temps avec un ciel assez pur, et qu'il s'élève tout à coup un vent d'est ou de N.E., alors le ciel se couvre en peu de temps; une partie de la vapeur d'eau se précipite à l'état de pluie ou de neige, et d'épais brouillards occupent les régions inférieures de l'atmosphère. Dans cet état de choses, le baromètre est souvent au beau, ce qui donne lieu à des récriminations sans fin contre les prophéties menteuses de cet instrument. Mais, si le vent d'est continue à souffler, alors le ciel devient serein, quoique l'air reste humide. Si l'inverse a lieu, c'est-à-dire si le ciel est couvert le vent étant à l'est et qu'il passe subitement au sud, le ciel devient pur et l'atmosphère sèche, parce que l'air échauffé dissout la vapeur d'eau et s'éloigne du point de saturation. C'est seulement

lorsque ce vent a régné pendant quelques jours et nous a apporté une grande quantité de vapeurs que l'atmosphère redevient humide.

J'ai étudié l'influence des vents dans d'autres localités, et les nombres auxquels je suis arrivé s'éloignent peu de ceux que j'ai rapportés, en sorte qu'on peut les considérer comme se rapprochant beaucoup de la vérité. En ne s'attachant pas aux moyennes diurnes, mais en examinant les variations qui ont lieu dans la journée, on reconnaît une rotation régulière des vents. Ainsi le vent passe de l'est au S.E., puis au sud, et ainsi de suite; mais les proportions de vapeur d'eau ne sont pas les mêmes pour chacun de ces vents. Si la girouette indique le vent de S.E., elle tournera bientôt au sud, et, les circonstances qui doivent déterminer ce changement existant déjà, la quantité de vapeur d'eau augmente graduellement dans le cours de la journée. Par la même raison, cette proportion de vapeur diminue si le vent est au N.E., parce qu'il se prépare à passer au nord. M. Dove a démontré ces faits en prenant pour base les quatre observations diurnes de l'Observatoire de Paris. Celles que j'ai faites d'heure en heure, de 6 heures du matin à 10 heures du soir, le font voir encore plus évidemment.

DIFFÉRENCE EN MILLIMÈTRES

ENTRE LA TENSION MOYENNE DE LA VAPEUR AUX DIFFÉRENTES HEURES DE LA JOURNÉE ET CELLE QU'ELLE A SUIVANT LES PRINCIPAUX VENTS, A HALLE.

HEURES.	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.O.	O.	N.O.
6 matin.	—0,314	—0,595	—0,426	—0,108	+0,104	+0,165	+0,079	—0,015
7 »	—0,323	—0,566	—0,384	—0,047	+0,095	+0,153	+0,124	—0,023
8 »	—0,366	—0,526	—0,305	+0,072	+0,208	+0,165	+0,035	—0,151
9 »	—0,440	—0,645	—0,294	+0,187	+0,278	+0,185	+0,045	—0,189
10 »	—0,541	—0,638	—0,321	+0,200	+0,372	+0,187	—0,002	—0,321
11 »	—0,595	—0,665	—0,363	+0,135	+0,438	+0,185	—0,020	—0,308
12 »	—0,609	—0,720	—0,361	+0,095	+0,465	+0,200	—0,061	—0,310
1 soir.	—0,640	—0,752	—0,440	+0,140	+0,537	+0,191	—0,061	—0,395
2 »	—0,606	—0,738	—0,458	+0,174	+0,569	+0,196	—0,041	—0,420
3 »	—0,640	—0,755	—0,476	+0,235	+0,578	+0,196	—0,039	—0,420
4 »	—0,661	—0,736	—0,471	+0,318	+0,595	+0,172	—0,061	—0,458
5 »	—0,686	—0,747	—0,445	+0,420	+0,548	+0,180	—0,039	—0,501
6 »	—0,733	—0,772	—0,415	+0,510	+0,555	+0,210	—0,018	—0,546
7 »	—0,736	—0,765	—0,353	+0,546	+0,578	+0,221	—0,032	—0,545
8 »	—0,714	—0,778	—0,275	+0,604	+0,541	+0,246	—0,052	—0,507
9 »	—0,716	—0,837	—0,240	+0,627	+0,526	+0,221	—0,054	—0,575
10 »	—0,722	—0,857	—0,246	+0,602	+0,519	+0,185	—0,061	—0,541

(*Voy.* l'Appendice, fig. 12.)

6.

En comparant la tension de la vapeur observée à chaque heure du jour et par chaque vent en particulier avec la tension moyenne générale de cette heure, j'écarte complétement la variation diurne, et je trouve une liaison constante entre la rotation du vent et l'augmentation ou la diminution de la quantité de vapeur. La table précédente offre le tableau de ces différences. Le signe — signifie que la tension de la vapeur était au-dessous, le signe + qu'elle était au-dessus de la moyenne.

Ce tableau renferme encore plus d'une anomalie, parce que les observations sur lesquelles il repose n'ont pas été continuées pendant assez longtemps. Il fait voir combien la tension diminue avec les vents de N.O., nord et N.E., dans le courant de la journée, et combien elle augmente avec ceux de S.E. et de sud; les lignes est et sud font de même un contraste remarquable. Par le vent d'est, la quantité de vapeur augmente dans la journée; toutefois, aux heures les plus chaudes, elle diminue rapidement. Par le vent du sud, elle croît précisément pendant les mêmes heures. En été, ces variations sont beaucoup plus prononcées que dans les autres saisons et dépendent des courants ascendants. Par le vent d'est, lorsque le ciel est pur, les vapeurs s'élèvent sous l'influence du soleil, et la quantité de vapeur diminue jusqu'au soir où elle retombe à la surface du sol. Par le vent du sud, le ciel est souvent couvert; les courants ascendants sont plus faibles ou nuls, et les vapeurs qui se sont formées pendant le jour restent dans les couches inférieures de l'atmosphère.

Il serait intéressant de rechercher quels sont, avec un même vent, les proportions de vapeur en haut et en bas; mais on manque d'observations sur ce sujet. Toutefois les matériaux existants donnent lieu à des considérations que je développerai par la suite.

PASSAGE DES VAPEURS A L'ÉTAT LIQUIDE. — Jusqu'ici nous avons étudié les conditions qui influent sur la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air. Quoique incomplets, les faits rapportés suffisent pour nous faire comprendre la théorie du passage des vapeurs à l'état liquide. Lorsque l'air contient une plus grande quantité de vapeur d'eau qu'il ne peut en contenir à l'état de saturation, une partie de cette vapeur se résout en eau ou flotte dans les airs à l'état de nuage. La vapeur d'eau se précipite toujours sous l'influence des mêmes causes, mais sous une forme différente. Nous examinerons donc séparément la rosée, la gelée blanche, le brouillard, les nuages, la pluie et la neige. C'est à dessein que je n'ai point nommé la grêle, car sa chute est accompagnée d'un tel développement d'électricité, que plusieurs physiciens croient que ce fluide joue un grand rôle dans sa formation; aussi ai-je rejeté l'article de la grêle dans le chapitre de l'électricité.

Quoique ces précipités atmosphériques aient été observés depuis longtemps, cependant des lois positives n'ont remplacé les hypothèses gra-

tuites que depuis un demi-siècle environ. En 1784, **Hutton** avait établi le principe suivant : quand deux masses d'air saturées, mais d'inégale température, se rencontrent, il y a précipitation de vapeur aqueuse. Si les masses d'air ne sont pas à l'état de saturation, elles deviennent néanmoins plus humides ; et, si les températures sont fort différentes, il y aura précipitation, quand même les deux masses d'air ne seraient point saturées.

A l'époque de son apparition, cette thèse fut combattue par **Deluc**, qui avait émis une théorie dont le temps a fait justice, tandis que celle de **Hutton** s'est toujours maintenue. Supposons qu'on mélange deux masses d'air également saturées, l'une étant à la température de 10°, l'autre à 20° ; le mélange aura une chaleur de 15°. D'après la table p. 66, l'élasticité de la vapeur d'eau sera dans l'une de ces masses de $9^{mm},90$, dans l'autre de $18^{mm},20$. Ainsi, à l'état de mélange, $14^{mm},05$. Mais de l'air à 15° ne peut à son *maximum* de saturation contenir qu'une quantité de vapeur de $13^{mm},44$ de tension. Ainsi donc la différence, savoir $14^{mm},05 - 13^{mm},44 = 0^{mm},61$, exprimera la tension de la quantité de vapeur qui sera précipitée. Supposons maintenant que chacune de ces masses d'air contienne seulement 50 pour 100 de vapeur d'eau, alors les élasticités seraient $4^{mm},95$ et $9^{mm},10$, et après le mélange cette élasticité deviendrait $7^{mm},02$. Mais, l'air à 15° ne pouvant contenir que $13^{mm},44$ de vapeur, le mélange aura 52 pour 100 de vapeur d'eau. La quantité de la précipitation aqueuse sera proportionnelle à la différence de température des deux masses d'air, comme le montrent les calculs fort simples que nous venons de faire.

DE LA ROSÉE ET DE LA GELÉE BLANCHE. — Lorsque la vapeur d'eau est précipitée pendant la nuit sous forme de gouttelettes répandues à la surface des plantes et d'autres corps, elle prend le nom de *rosée*. Si la température est très-basse, elle se montre à l'état de *gelée blanche*. Ce genre de précipitation a lieu le plus souvent lorsque le ciel est serein ; de là un grand nombre d'hypothèses pour expliquer sa formation. Les alchimistes recueillaient avec soin la rosée, qu'ils regardaient comme une exsudation des astres dans laquelle ils espéraient trouver de l'or. D'autres physiciens admettaient que c'était une pluie très-fine venant des régions élevées de l'atmosphère, tandis que d'autres étaient persuadés qu'elle sortait de la terre. Il en est qui lui attribuaient des propriétés extraordinaires, parmi lesquelles ils remarquaient surtout ses qualités frigorifiques. Les expériences que **Wells** fit à Londres sur ce sujet sont un modèle à suivre dans toutes recherches météorologiques ; elles ont montré quelle était la véritable théorie de la formation de la rosée. Malgré les objections que l'on a élevées contre elle, je la regarde encore comme celle de toutes qui s'accorde le mieux avec l'ensemble des faits observés.

Pour mesurer la quantité de rosée qui se dépose chaque nuit, on se sert d'un instrument nommé *drosomètre*. Le procédé le plus simple consiste à exposer en plein air des corps dont on connait exactement le poids, puis à les peser de nouveau quand ils sont couverts de rosée. D'après **Wells**, il faut préférer des flocons de laine du poids de 5 décigrammes, que l'on divise en masses sphériques d'un diamètre de 5 centimètres environ.

Les phénomènes les plus importants qui accompagnent la production de la rosée sont les suivants :

1° La rosée tombe surtout pendant les nuits calmes et sereines. Cette loi, établie par **Aristote**, a été souvent mise en doute depuis lui ; **Musschenbroeck** en particulier a prétendu qu'en Hollande la rosée était abondante par les temps de brouillards. Mais, quoique les gouttelettes déposées par le brouillard sur les corps terrestres ressemblent à celles de la rosée, cependant il y a entre elles cette différence que le brouillard mouille indifféremment tous les corps, tandis que la rosée s'attache de préférence à quelques-uns d'entre eux. Quand la rosée est formée, elle disparaît souvent fort vite si le vent s'élève ou si le ciel se trouble.

2° La rosée se déposo de préférence sur les corps non garantis par un abri. Mettez en plein air deux flocons de laine semblables, mais placez à un ou deux mètres au-dessus du premier un morceau de toile, vous trouverez qu'il sera couvert d'une moindre quantité de rosée que le second. Le morceau de toile agit moins comme un toit que parce qu'il empêche le flocon de voir une aussi grande étendue du ciel. **Wells** l'a prouvé par l'expérience suivante. Il mit un flocon de laine au milieu d'un cylindre ouvert et placé verticalement, de 3 décimètres de diamètre et de 7 décimètres de hauteur ; ce flocon se chargea d'une moindre quantité de rosée qu'un autre exposé à l'air libre de tous côtés. Aussi tombe-t-il toujours plus de rosée en rase campagne que dans les villes, où les maisons cachent une partie du ciel.

3° Toutes choses étant égales d'ailleurs, certains corps se couvrent plutôt de rosée que certains autres ; les plantes se mouillent plus que la terre, le sable plus qu'un sol battu, le verre plus que les métaux, des copeaux plus qu'un morceau de bois.

4° Quand les circonstances sont favorables, la rosée se dépose pendant toute la nuit, et non pas, comme d'anciens physiciens l'ont avancé, seulement le matin et le soir.

5° C'est sur les côtes qu'on observe les rosées les plus abondantes. Dans l'intérieur des grands continents, et en particulier dans l'intérieur de l'Asie et de l'Afrique, elles sont presque nulles et ne tombent que dans le voisinage des fleuves et des lacs.

Sans m'arrêter aux différentes hypothèses qu'on a faites sur la formation de la rosée, je vais exposer les opinions de **Wells** sur ce sujet. La rosée est un effet de l'abaissement de température des couches de l'air qui sont en contact avec le sol. Lorsque celui-ci s'échauffe pendant la journée, les vapeurs s'élèvent; et, lorsque vers le soir la force du courant ascendant commence à diminuer, elles retombent sur la terre sans que l'air en soit saturé. Après le coucher du soleil et quand le temps est calme et le ciel serein, le sol rayonne et sa température descend à plusieurs degrés au-dessous de celle de la couche d'air contiguë ayant quelques décimètres d'épaisseur. Alors le phénomène de la précipitation de la vapeur aqueuse sur un verre froid porté dans un appartement échauffé se reproduit sur une grande échelle, et le gazon se couvre de rosée. Cet abaissement de la température précède toujours la formation de la rosée. Plus il est notable, et plus, à égale quantité de vapeur d'eau dans l'air, la rosée est abondante. Aussi les cultivateurs savent-ils très-bien que les nuits à fortes rosées sont très-froides, mais ce froid est la cause et non l'effet de la rosée. Tout ce qui s'oppose au rayonnement, un abri situé au-dessus ou à côté de l'objet, par exemple, empêche la formation de la rosée. Les plantes placées au-dessous d'un arbre sont beaucoup moins mouillées que les autres. Ce refroidissement ayant lieu surtout dans le voisinage du sol, on conçoit que les objets soient d'autant moins mouillés par la rosée qu'ils sont plus éloignés de la terre. Tout prouve qu'une élévation de quelques décimètres au-dessus du sol suffit déjà pour amener de grandes différences. Le rayonnement étant peu intense lorsque le ciel est couvert, il n'y a point de rosée. Il en est de même lorsqu'il fait du vent, car alors les couches d'air refroidi qui sont en contact avec le sol sont constamment remplacées et chassées par d'autres dont la température est moins basse.

Toutes les circonstances qui favorisent le rayonnement contribuent aussi à la formation de la rosée. Un corps très-rayonnant et très-mauvais conducteur de la chaleur se couvrira donc d'une rosée très-abondante. Aussi le verre devient plus vite humide que les métaux; les corps organisés se mouillent plus promptement que le verre, surtout lorsqu'ils sont en petits fragments, parce que, la chaleur passant difficilement de l'un à l'autre, celle qui se perd n'est pas remplacée par celle qui est transmise de l'intérieur à la surface du corps. Aussi des flocons de laine sont-ils très-propres à ces expériences et se couvrent-ils d'une rosée très-abondante.

Plus l'air est humide, toutes choses égales d'ailleurs, et plus la quantité de rosée qui tombe dans un temps donné est considérable. Aussi manque-t-elle tout à fait dans les déserts arides, malgré l'intensité du rayonnement nocturne. Dans nos contrées, on peut considérer les nuits à rosées abondantes comme présage de pluie, car elles prouvent que

l'air contient une grande quantité de vapeur d'eau, et qu'il est près du point de saturation[1].

La gelée blanche se produit dans les mêmes circonstances que la rosée. Tandis qu'à un ou deux mètres au-dessus de la terre l'air est à plusieurs degrés au-dessus de zéro, le sol se refroidit par rayonnement, et la vapeur se congèle sous la forme de beaux cristaux. Ce refroidissement nuit beaucoup aux végétaux, et, pendant les nuits sereines du printemps, les plantes potagères sont souvent tuées par le froid. Ici encore toutes les circonstances qui s'opposent au rayonnement empêchent le refroidissement. Les végétaux abrités souffrent moins que ceux qui ne le sont pas. Une mince couverture de toile ou de paille préserve les plantes, et on a souvent empêché la vigne de geler en allumant des feux qui donnaient beaucoup de fumée.

De même qu'on désigne sous le nom de rosée toutes les gouttes d'eau qui restent attachées aux feuilles des plantes, de même on comprend sous celui de gelée blanche les précipitations aqueuses qui revêtent la forme de neige. Ces précipitations peuvent se former de différentes manières. Quand des vents de sud succèdent à des froids continus, et que le thermomètre s'élève presque jusqu'au point de congélation, alors les vapeurs se précipitent sous forme solide, les édifices de pierre sont tout blancs et les branches des arbres se couvrent de beaux cristaux. Cette forme de gelée blanche, qu'on observe chaque hiver dans nos climats, est très-fréquente dans les régions polaires par les temps brumeux. Les manœuvres des navires sont alors ornées de franges étincelantes et de cristallisations régulières que les matelots ont désignées sous le nom de *barbes*.

Les anciens chimistes avaient cru reconnaître dans l'eau de la rosée des principes célestes; elle est d'une grande pureté et contient seulement un peu plus d'acide carbonique que l'eau de pluie. Dans son contact avec les végétaux, elle se charge de principes organiques. Longtemps on a pensé que certaines rosées contenaient des substances étrangères et nuisaient aux végétaux. On les désignait sous le nom de *blanc mielleux* ou *meunier* (*Honigthau*, *Mehlthau*). Tous deux sont des sécrétions sucrées qui nuisent aux végétaux et aux animaux qui s'en nourrissent. Ainsi, dans les années 1556 et 1669, il y eut en Suisse une grande épizootie; mais **Scheuchzer**, qui l'a étudiée, soupçonnait déjà que cette substance, qui recouvrait les plantes, ne tombait pas du ciel. Après lui, **Leche** a fait voir que les pucerons qui s'y amassent souvent en si grande quantité sont la cause immédiate de ces sécrétions pathologiques. Cette matière est sécrétée par deux ouvertures situées à la partie postérieure de l'animal; si elle n'est recueillie ni par les abeilles

[1] Voyez la notice de M. Arago sur la rosée (*Annuaire du Bureau des Longitudes* pour 1827, p. 165 à 198).

ni par des fourmis, elle se dissout dans la rosée et tombe sur les feuilles inférieures. Il est aussi probable que cette matière sucrée est due à une décomposition des sucs végétaux analogue à celle par laquelle l'amidon se convertit en sucre dans la fabrication de la bière.

DU BROUILLARD. — Lorsque la vapeur d'eau est précipitée dans l'atmosphère, la transparence de l'air est troublée, et cette précipitation aqueuse prend le nom de brouillard quand elle est à la surface de la terre, et de nuage lorsqu'elle reste suspendue à une certaine hauteur dans l'atmosphère. Ainsi le voyageur qui s'élève au sommet d'une haute montagne se plaint que le brouillard lui dérobe la vue, tandis que, pour l'habitant des plaines, le sommet de la même montagne est enveloppé de nuages.

VÉSICULES DES BROUILLARDS.—Examiné à la loupe, le brouillard se compose de petits corps opaques. Une étude plus approfondie montre que ces petits corps sont composés d'eau. Obéissant aux lois de la gravitation universelle, les molécules d'eau se groupent sous forme de sphérules analogues à celles du mercure versé dans une soucoupe de porcelaine, ou de l'eau au fond d'un verre enduit de corps gras. Ces sphérules sont-elles pleines ou creuses? telle est la question qui divise les météorologistes. L'opinion émise déjà par **Halley**, que ces sphérules sont creuses et que l'eau ne sert que d'enveloppe, paraît beaucoup plus fondée que l'autre. Toutefois il est probable qu'elles sont entremêlées d'une grande quantité de gouttelettes d'eau; nous emploierons dans la suite les dénominations de *vapeur vésiculaire, brouillard vésiculaire,* pour désigner cet état particulier de la vapeur d'eau. Les recherches de **de Saussure** et **Kratzenstein** donnent un grand poids à cette opinion. Prenez une tasse remplie d'un liquide de couleur foncée, tel que du café ou de l'encre de Chine dissoute dans l'eau; chauffez-le et placez-le au soleil ou dans un lieu éclairé: si l'air est tranquille, la vapeur monte et disparaît bientôt; si on l'observe à travers la loupe, on voit s'élever du liquide des globules de grosseur variée. Les plus petits traversent rapidement le champ du verre grossissant; les autres retombent à la surface du liquide. **De Saussure** ajoute que les petites vésicules qui s'élèvent diffèrent tellement de celles qui retombent, qu'il est impossible de douter que les premières soient creuses.

La manière dont ces corps se comportent avec la lumière n'est pas moins favorable à cette opinion; elles n'offrent pas cette scintillation qu'on remarque sur les gouttelettes pleines exposées à une vive lumière. Jamais non plus on n'observe de véritables arcs-en-ciel sur des nuages, quoique le spectateur, le nuage et le soleil se trouvent souvent dans les positions relatives les plus favorables à la production du phénomène; si les nuages étaient composés de gouttelettes d'eau, il n'en serait pas ainsi.

Kratzenstein a fait une remarque encore plus probante, mais que peu d'auteurs ont prise en considération. Les bulles formées avec l'eau de savon sont souvent ornées des plus belles couleurs. On observe aussi ces couleurs sur les bulles formées de substances visqueuses, et on peut les étudier avec d'autant plus de facilité qu'elles persistent plus longtemps. Une bulle de ce genre, placée sur de la poix noire ou du verre fondu, offre à sa partie supérieure une tache noire ou colorée entourée d'un certain nombre d'anneaux colorés. Ces couleurs proviennent de ce que les rayons incidents sont partagés en deux portions. Les uns sont réfléchis par la surface antérieure; d'autres la traversent, mais sont en partie réfléchis par la surface postérieure. L'œil reçoit donc, presque dans la même direction, deux genres de rayons réfléchis, les uns par la surface antérieure, les autres par la surface postérieure. Ces rayons, diversement colorés, réagissent les uns sur les autres et se neutralisent; mais quelques-unes des couleurs du spectre restent isolées, et ce n'est pas de la lumière blanche qui arrive à l'œil, mais de la lumière colorée. Je n'examinerai point ici les causes et les lois de ce phénomène; qu'il me suffise de remarquer que l'enveloppe de la sphère doit être très-mince pour que ces apparences se produisent, et qu'elles sont intimement liées à l'épaisseur de cette enveloppe. Sur les bulles de savon ces apparences changent à tout moment, parce que l'eau qui coule sur la bulle et l'évaporation font varier à chaque instant l'épaisseur de l'enveloppe. De même, les couleurs d'une lame de mica changent à chaque instant lorsqu'on la presse entre les doigts, parce que l'épaisseur de la couche d'air qui sépare les différents feuillets ne reste jamais la même.

Pour étudier ces effets optiques, le procédé de **Newton** est le meilleur. Prenez un morceau de glace bien unie et placez dessus une lentille convexe à long foyer; en la regardant sous un certain angle, vous verrez des anneaux colorés dont le centre coïncide avec le point de contact des deux verres. Si l'on connaît le rayon de courbure de la lentille, on en déduit la distance des différents points de la lentille au miroir plan; et, si l'on observe en même temps les couleurs, on en conclut l'épaisseur nécessaire pour produire telle ou telle couleur. **Kratzenstein,** ayant examiné au soleil et à travers un verre grossissant les vésicules qui s'élevaient de l'eau chaude, a observé à leur surface des anneaux colorés semblables à ceux des bulles de savon; et non-seulement il s'est convaincu que leur structure était analogue à celle des bulles de savon, mais encore il a pu calculer l'épaisseur de leur enveloppe.

De Saussure et **Kratzenstein** se sont efforcés de mesurer sous le miscrocope le diamètre des vésicules qui composent la vapeur d'eau. Il est cependant difficile d'arriver à un résultat positif; car ce sont les vésicules du brouillard et non pas celles qui s'élèvent de l'eau chaude qu'il s'agit de mesurer; heureusement quelques-uns des phénomènes optiques

qui se produisent quand le soleil luit à travers des nuages ou des brouillards nous fournissent un moyen d'arriver à ce résultat. Plus tard je décrirai le procédé que j'ai suivi, en regrettant qu'on ne l'ait pas mis plus souvent en usage. J'ai fait un grand nombre de mesures dans l'Allemagne centrale et en Suisse; j'ai trouvé qu'en moyenne le diamètre des vésicules du brouillard était d'environ 0^{mm},0224; ce diamètre varie dans les différentes saisons et paraît être plus petit en été; je trouve en effet les nombres suivants :

DIAMÈTRES

DES VÉSICULES DU BROUILLARD DANS LES DIFFÉRENTS MOIS DE L'ANNÉE.

	mm
Janvier.	0,02752
Février.. . .	0,03498
Mars.	0,01997
Avril.	0,01917
Mai.	0,01560
Juin.	0,01798
Juillet.	0,01695
Août..	0,01402
Septembre. . . .	0,02244
Octobre.	0,02039
Novembre. . . .	0,02454
Décembre. . . .	0,03490

(*Voy.* l'Appendice, fig. 13.)

On voit qu'il existe une progression assez régulière depuis l'hiver jusqu'à l'été, car les anomalies dépendent du nombre insuffisant des observations existantes. Ainsi en hiver, lorsque l'air est très-humide, le diamètre des vésicules est deux fois plus fort qu'en été, quand l'air est sec : mais, dans un même mois, ce diamètre change aussi; il atteint son *minimum* quand le temps est très-beau; il augmente dès qu'il y a des menaces de pluie, et avant qu'elle tombe il est fort inégal dans le même nuage, qui contient probablement un grand nombre de gouttes d'eau mêlées à la vapeur vésiculaire. **Kratzenstein** a déterminé l'épaisseur de l'enveloppe de ces vésicules d'après les anneaux colorés qu'il a observés à leur surface; elle est de 0^{mm},06.

FORMATION DES BROUILLARDS.—Quand le brouillard se montre quelque part, c'est que l'air est saturé d'humidité; alors seulement la vapeur d'eau peut se précipiter incessamment pendant plusieurs heures. Il est important d'insister sur cette circonstance, car **Deluc** et quelques autres physiciens qui ont employé des hygromètres imparfaits ont soutenu que l'air était souvent assez sec dans les régions où les brouillards

se forment. Toutefois les expériences de **de Saussure** prouvent le contraire, et je me suis assuré du fait sur les Alpes et dans différentes parties de l'Allemagne. Sans doute au centre d'une ville un hygromètre suspendu devant une croisée peut ne point indiquer le degré de saturation pendant un temps de brouillard, mais cela provient de ce que l'instrument est échauffé par les murs de l'édifice, et même cette anomalie finit par disparaître lorsque le brouillard persiste pendant quelques heures.

Les circonstances au milieu desquelles le brouillard se forme sont souvent fort différentes de celles qui accompagnent la rosée. Quand celle-ci se dépose, le sol est toujours plus froid que l'air; quand c'est le brouillard, on observe le contraire : le sol humide est plus chaud que l'air, et les vapeurs qui montent deviennent visibles comme celles qui s'élèvent au-dessus de l'eau bouillante ou la vapeur de l'air expiré qui se condense, en hiver, au moment où elle sort de la bouche. Aussi en automne voyons-nous souvent des brouillards au-dessus des rivières dont l'eau est beaucoup plus chaude que l'air avant le lever du soleil [1].

Toutefois l'eau ou le sol peuvent être plus chauds que l'air sans qu'il se forme de brouillard : on peut s'en assurer par des mesures thermométriques; car, si l'air est très-sec, la vapeur d'eau ne se précipite point, elle reste à l'état élastique. C'est ce qu'on voit très-bien aux salines de Halle. En hiver, quand le temps est sec, on observe au-dessus des appareils de concentration une colonne de vapeur qui disparaît à un mètre environ au-dessus de leur surface. L'air devient-il humide, cette vapeur s'étend au loin et couvre une partie de la ville, quoique dans les deux cas la température soit la même. On observe la même chose au-dessus des sources d'eaux thermales et des cratères de volcans. Les anciens avaient fait sur celui de Stromboli une observation dont on peut vérifier la justesse encore de notre temps. Lorsque ce volcan est couvert d'un nuage, les habitants des îles Lipari savent qu'il pleuvra bientôt; mais cela ne tient pas, comme ils le croient, à ce que

[1] La figure 14 de l'Appendice montre clairement la marche relative des températures de l'air et des fleuves dans la ville de Lyon, qui est située, comme chacun sait, au confluent du Rhône et de la Saône. L'inspection des trois courbes fait voir qu'à partir du 1er novembre la température moyenne de l'air devient inférieure à celle des fleuves, état de choses qui cesse vers le 1er mars ; aussi est-ce la période intermédiaire qui est la véritable saison des brouillards. La comparaison des trois courbes, des époques des *maxima* et *minima*, et des amplitudes fort inégales qu'elles présentent de l'hiver à l'été, offre d'ailleurs plus d'un problème intéressant à résoudre; mais cette étude rentre plutôt dans le domaine de la géographie physique que dans celui de la météorologie.

C'est à l'obligeance de M. le professeur Fournet que le traducteur doit la communication de ces trois courbes. Elles sont le fruit d'observations suivies par ce savant pendant quatre années consécutives. M.

le volcan est plus actif avant la pluie; cela vient de ce que l'air saturé de vapeur d'eau ne peut pas dissoudre complétement celle qui s'échappe du cratère. Les habitants de Halle annoncent aussi la pluie quand la vapeur des salines couvre leur ville, et cependant les procédés de concentration ne sont pas différents à l'approche des changements de temps.

La formation du brouillard est souvent accompagnée de circonstances qu'il est difficile de s'expliquer de prime abord. Lorsque le ciel est couvert, on remarque souvent sur le penchant des montagnes un brouillard local n'occupant qu'une petite surface; ce brouillard se dissipe bientôt pour reparaître ensuite. J'ai pu analyser une fois, près de Wiesbaden, les circonstances de ce singulier phénomène; après une forte pluie qui avait pénétré le sol, les nuages s'entr'ouvrirent, le soleil parut, et je vis une colonne de brouillard s'élever constamment d'un même point. J'y courus : c'était une prairie fauchée, entourée de pâturages couverts d'une herbe très-haute qui, s'échauffant moins que la surface fauchée, donnaient lieu à une évaporation moins active. En Suisse, le phénomène se montre sur une plus grande échelle; tandis que le plus beau temps régnait sur le Faulhorn, les lacs de Suisse étaient couverts de brouillards d'une densité fort différente; celui qui cachait les lacs de Zug, Zurich et Neufchâtel était fort épais, tandis que les lacs de Thun et de Brienz étaient à peine couverts d'une légère vapeur. Ce phénomène s'est reproduit trop souvent pour qu'il me soit possible de l'attribuer au hasard. Le lac de Zug est assez profond, et ses affluents ne viennent pas directement de la région des neiges éternelles. Sa température doit être plus élevée que celle du lac de Brienz, où l'Aar se jette immédiatement après avoir quitté les glaciers de la Grimsel. Aussi s'élève-t-il plus de vapeurs du lac de Zug que de celui de Brienz, et, à température égale, le premier se couvre plus aisément de brouillard que le second.

Dans les contrées où le sol est humide et chaud, l'air humide et froid, on doit s'attendre à des brouillards épais et fréquents. C'est le cas de l'Angleterre, dont les côtes sont baignées par une mer à température élevée. C'est aussi le cas des mers polaires et de Terre-Neuve, où le Gulfstream, qui vient du sud, a une température plus haute que celle de l'air.

A Londres les brouillards ont quelquefois une densité extraordinaire. Chaque année on lit plusieurs fois dans les journaux anglais qu'on a été forcé d'allumer les becs de gaz en plein jour dans les rues et dans les maisons. Ainsi, pour en donner un seul exemple, le 24 février 1832 le brouillard était tellement épais, qu'on ne voyait pas clair à midi dans les rues; et le soir, la ville ayant été illuminée en réjouissance du jour de naissance de la reine, des gamins se promenaient dans la ville

avec des torches en disant qu'ils étaient à la recherche de l'illumination. On cite des brouillards analogues qui ont régné à Paris et à Amsterdam; et quelquefois, à une petite distance de ces villes, le ciel était parfaitement serein. Devons-nous admettre dans ces cas que la température de l'air a été troublée uniquement par la vapeur vésiculaire? j'en doute, et je crois que la fumée, surtout celle du charbon de terre, joue ici un rôle très-notable. Si on laisse refroidir dans le vide du charbon pulvérisé incandescent, et qu'on le place ensuite dans un ballon contenant un gaz quelconque, ce gaz est absorbé, surtout s'il est chargé de vapeur d'eau. Le charbon augmente même sensiblement de poids; ainsi 50 kilogrammes de charbon incandescent exposés à l'air libre pèseront, au bout de quelques jours, 105 à 107 kilogrammes. C'est un fait bien connu dans les fabriques de poudre à canon. En s'échappant de la cheminée, les particules de charbon doivent donc absorber de l'air et augmenter de poids. Toutefois le vent peut les entraîner assez loin avant qu'elles tombent à terre; mais, si l'air est humide et calme, comme c'est le cas par les temps de brouillard, le poids spécifique de ces particules augmente rapidement, elles se mêlent au brouillard, et se répandent avec lui dans le voisinage.

Il est inutile de faire remarquer que le brouillard ne saurait se former quand l'air est très-sec. On ne l'observe jamais dans les déserts; les voyageurs ont souvent considéré comme tels des nuées de sable soulevées par le vent. On cite aussi des brouillards *secs* dans nos climats, mais il était alors question de fumées dont nous parlerons plus tard, ou de nuées de poussière; car, si l'on se rappelle la définition que nous avons donnée de cet hydrométéore, l'expression de brouillard sec renferme une contradiction.

Jusqu'ici nous avons supposé que la vapeur d'eau se précipitait dans la couche d'air placée immédiatement au-dessus du liquide sur lequel elle se développe; cependant cette vapeur peut être transportée par les vents dans des contrées plus froides, et se transformer en brouillard à une distance notable de son lieu d'origine, ou bien l'abaissement subit de la température détermine la formation du brouillard dans le lieu même où la vapeur d'eau s'est élevée du sol. Ces phénomènes s'observent souvent pendant l'hiver en Allemagne; les vents de S.O. y apportent beaucoup de vapeurs, ou bien le vent de N.E. venant à souffler précipite à l'instant la vapeur d'eau suspendue dans l'atmosphère[1].

[1] Dans un mémoire récent, M. Peltier a étudié les brouillards sous le point de vue électrique. Il distingue : 1° les brouillards simples ou non électriques; 2° les brouillards électriques. Ceux-ci sont quelquefois résineux, mais plus souvent vitrés. M. Peltier explique l'état électrique de ces brouillards par les influences combinées de la terre et des régions supérieures de l'atmosphère. (*Mém. des savants étrangers de l'Académie de Bruxelles*, t. XV, II° partie.)

NUAGES SUR LES MONTAGNES. — Les brouillards formés de vapeurs amenées de loin sont communs dans les montagnes; même dans les contrées où il ne pleut que très-rarement, où le ciel, par conséquent, est presque toujours serein, on voit que les sommets élevés sont enveloppés de nuages épais; c'est ce qu'on observe dans l'intérieur de l'Asie et de l'Afrique. Lorsqu'un vent humide détermine un courant ascendant le long des flancs d'une montagne, il finit par atteindre des couches atmosphériques dont la température est telle, que la vapeur d'eau se précipite à l'instant. C'est le cas surtout lorsque des vents opposés se rencontrent sur une crête. J'ai souvent été témoin de ces phénomènes dans les Alpes; je me contenterai de rapporter avec détail le fait suivant. Un vent de sud très-fort régnait sur le sommet du Rigi, et les nuages qui passaient à une grande hauteur au-dessus de ma tête suivaient la même direction. Le vent du nord soufflait à Zurich et remontait le long du flanc septentrional de la montagne; lorsqu'il atteignit la crête, de légères vapeurs se formèrent et semblaient vouloir passer par-dessus l'arête, mais le vent du sud les repoussait, et elles s'élevaient vers le nord sous un angle de 45° environ pour disparaître non loin de l'arête. La lutte des deux courants contraires dura plusieurs heures. Un grand nombre de tourbillons se formaient au point de rencontre des deux vents, et des voyageurs, indifférents du reste aux phénomènes météorologiques, furent frappés de ce singulier spectacle [1].

Quand on considère de loin une chaîne de montagnes, on voit souvent un nuage attaché à chaque sommet, tandis que les intervalles sont parfaitement clairs. Cette apparition persiste pendant des heures et même des journées entières; mais cette immobilité n'est qu'apparente, car sur ces sommets il règne souvent un vent violent qui condense les vapeurs à mesure qu'elles s'élèvent le long des flancs de la montagne; lorsqu'elles s'éloignent des sommets, elles ne tardent pas à se dissiper. **De Saussure** a souvent observé ce phénomène dans les Alpes, et **M. de Buch,** qui l'a expliqué, dit que sur les passages des Alpes la formation, les mouvements et la disparition des nuages forment un spectacle aussi varié qu'intéressant.

[1] Les nuages qui s'élèvent le long des pentes des montagnes pendant le jour, en vertu des courants ascendants diurnes, se dissolvent fréquemment en atteignant les sommets, sous l'influence d'un vent supérieur comparativement sec et chaud. C'est le soir surtout que cet effet est le plus sensible. Les escarpements du nord-est et du nord commencent à éprouver l'action des rayons solaires; les brumes ascendantes atteignent la ligne de faîte. Si le vent supérieur vient du sud ou du sud-ouest, ce qui arrive très-fréquemment sur les hautes montagnes, il rencontre ces brumes, les dissout en partie, et rejette vers le nord les parties non dissoutes. C'est surtout sur les cols, au sommet des couloirs qui viennent y aboutir, qu'il est facile d'observer ce phénomène. La brume paraît alors cheminer à l'encontre du vent, et cependant la surface qui la termine de ce côté reste stationnaire. M.

Souvent de sombres nuages, passant rapidement sur l'hospice du Saint-Gothard, se précipitent en masses épaisses dans la gorge profonde du val Tremola. On pourrait croire qu'en peu d'instants la Lombardie tout entière va être ensevelie sous un épais brouillard; mais, à la sortie du val Tremola, il est déjà dissous par les courants chauds ascendants.

NUAGES. — A considérer les formes, les apparences, les dispositions si variées des nuages, il semble que toute classification soit impossible. Cependant plusieurs météorologistes se sont efforcés de les ramener à quelques types principaux. Ces types, importants en eux-mêmes, le sont surtout en ce qu'ils se rattachent à des modifications atmosphériques antérieures, et nous fournissent des indications précieuses sur les changements de temps à venir.

Nous avons admis jusqu'ici que les nuages se composent uniquement de vapeur d'eau. Toutefois, si l'on songe qu'ils nagent quelquefois dans des régions dont la température est à plusieurs degrés au-dessous de zéro, on comprend qu'ils puissent se composer de particules glacées. En hiver, par un froid rigoureux, on reconnaît souvent que les vapeurs qui s'élèvent se composent d'aiguilles brillantes qui reluisent au soleil et ressemblent à de petits flocons de neige. La même chose doit se passer dans les hautes régions de l'atmosphère. Il existe donc des nuages de neige et des nuages de vapeur d'eau; plus tard nous ferons connaître les caractères qui peuvent servir à les distinguer, et nous verrons que cette distinction est importante pour expliquer un grand nombre de phénomènes atmosphériques.

Howard a distingué, d'après leurs formes, trois sortes de nuages : les *cirrus*, les *cumulus* et les *stratus*, auxquels on rattache quatre formes de transition, savoir : les *cirro-cumulus*, les *cirro-stratus*, les *cumulo-stratus* et les *nimbus*.

Le *cirrus* (*queue de chat* des marins, *nuages de S.O.* des paysans suisses [voyez pl. III]), se compose de filaments déliés dont l'ensemble ressemble tantôt à un pinceau, tantôt à des cheveux crépus, tantôt à un réseau délié.

Le *cumulus* ou nuage d'été (*balle de coton* des marins) se montre souvent sous la forme d'une moitié de sphère, reposant sur une base horizontale. Quelquefois ces demi-sphères s'entassent les unes sur les autres, et forment ces gros nuages accumulés à l'horizon, qui ressemblent de loin à des montagnes couvertes de neige.

Le *stratus* est une bande horizontale qui se forme au coucher du soleil, et disparaît à son lever. Sous le nom de *cirro-cumulus*, **Howard** désigne ces petits nuages arrondis qu'on nomme souvent nuages moutonnés; quand le ciel en est couvert, on dit qu'il est *pommelé*.

Le *cirro-stratus* se compose de petites bandes formées de filaments

plus serrés que ceux des *cirrus*, car le soleil a quelquefois de la peine à les percer de ses rayons. Ces nuages forment des couches horizontales qui, au zénith, semblent composées d'un grand nombre de nuages déliés; tandis qu'à l'horizon, où nous apercevons la projection verticale, on voit une bande longue et fort étroite.

Lorsque les *cumulus* s'entassent et deviennent plus denses, cette espèce de nuage passe à l'état de *cumulo-stratus*, qui revêtent souvent à l'horizon une teinte noire ou bleuâtre, et passent à l'état de *nimbus* ou nuage pluvieux. Celui-ci se distingue par sa teinte d'un gris uniforme et ses bords frangés: les nuages qui le composent sont tellement confondus, qu'il devient impossible de les distinguer.

S'il est facile de distinguer ces nuages lorsque leurs formes sont bien caractérisées, il est souvent fort difficile de bien dénommer certaines formes de transition; et tel observateur, par exemple, appellera *cirro-stratus* ce qu'un autre aurait désigné sous le nom de *cumulo-stratus*. J'ai représenté, pl. III, les apparences les plus remarquables.

Après une période continue de beau temps, et lorsque le baromètre commence à baisser lentement, les *cirrus* bien caractérisés se montrent souvent sous la forme de filaments déliés, dont la blancheur contraste avec l'azur du ciel. D'autres fois ils sont disposés en bandes parallèles à peine visibles, qui sont dirigées du sud au nord ou du S.O. au N.E. [1]. Quelquefois ils s'écartent et ressemblent à la queue flot-

[1] La tendance qu'ont les *cirrus* à se disposer suivant des bandes parallèles entre elles est remarquable, et prouve que la cause qui dirige leurs filaments suivant tel azimuth plutôt que suivant tel autre, au lieu d'être simplement locale et accidentelle, s'étend à de grandes distances.

Par une loi de perspective bien connue, les bandes parrallèles doivent paraître diverger d'un point de l'horizon et converger vers le point de l'horizon diamétralement opposé. L'observation de ces points de convergence facilite beaucoup la connaissance du sens de l'orientation. Les observations que j'ai faites sur le Faulhorn avec M. Bravais prouvent, conformément à la remarque de M. Kaemtz, que l'orientation prédominante est celle du S.O. au N.E. Les registres météorologiques des membres de la commission du Nord qui ont hiverné en Laponie donnent une direction un peu différente, savoir : celle de l'O. 1/4 S.O.; à l'E. 1/4 N.E. En outre, le phénomène s'y présente plus fréquemment que dans les zones tempérées.

A l'équateur, M. de Humboldt a trouvé que les bandes parallèles étaient généralement dirigées du nord au sud.

La cause qui oriente ainsi les grands axes de ces nuages suivant des lignes parallèles est encore inconnue. Forster le premier a fait la remarque très-juste que presque toujours ces nuages marchent suivant une parallèle à leur grand axe, ce qui contribue beaucoup à les rendre immobiles en apparence. M. Bravais, sans connaître l'observation de Forster, était arrivé à la même conclusion. Plusieurs météorologistes (Howard, Forster, M. Peltier) paraissent croire que ces *cirrus* servent de conducteurs entre deux foyers lointains d'électricité de nom contraire dont les fluides tendent à se recomposer, et que la flexibilité des nuages conducteurs finit par leur donner la forme rectiligne nécessitée par la condition du plus court chemin d'un foyer à l'autre. M.

tante d'un cheval. En Allemagne, ces nuages sont connus sous le nom d'arbres du vent (*Windsbæume*). On voit aussi ces filaments s'entre-croiser diversement. Ces nuages ressemblent souvent à du coton cardé et passent à l'état de *cirro-cumulus* et de *cirro-stratus;* la couleur blanche qui les caractérise ne permet pas toujours de reconnaître leur structure et de suivre leurs transformations; mais, au moyen de ces miroirs de verre noirci dont se servent les paysagistes, on y parvient avec la plus grande facilité. L'œil n'est point ébloui, et on peut étudier à loisir le nuage qui se réfléchit dans la glace

Les *cirrus* sont les nuages les plus élevés : il est difficile de déterminer leur hauteur. Des mesures faites à Halle m'ont conduit souvent à leur assigner une élévation de 6,500 mètres. Les voyageurs qui ont parcouru les hautes montagnes sont unanimes pour assurer que des sommets les plus élevés leur apparence est la même. Pendant un séjour de onze semaines en face du Finsteraarhorn, dont l'élévation est de 4,200 mètres, je n'ai jamais observé de *cirrus* au-dessous de la sommité de cette montagne. C'est au milieu des *cirrus* que se forment les halos et les parhélies; et, en étudiant ces nuages au moyen du miroir noirci, il est rare de ne pas y découvrir des traces de halos. Ces phénomènes étant dus à la réfraction de la lumière dans des particules glacées, on peut en conclure que les *cirrus* eux-mêmes se composent de flocons de neige qui nagent à une grande hauteur dans l'atmosphère. Des observations continuées pendant dix ans m'ont convaincu de la vérité de cette assertion, et je ne connais pas d'observation qui tende à prouver que ces nuages se composent de vésicules d'eau. On s'étonnera sans doute qu'en été, lorsque la température atteint souvent 25°, les nuages qui flottent au-dessus de nos têtes soient composés de glace; mais le doute disparaîtra si l'on songe au décroissement de la température avec la hauteur. Par une de ces chaudes journées, quand il tombe de la pluie dans la plaine, cette pluie est de la neige sur les sommets des Alpes.

L'apparition des *cirrus* précède souvent un changement de temps. En été ils annoncent de la pluie: en hiver, de la gelée ou du dégel. Même quand les girouettes sont tournées vers le nord, ces nuages sont souvent entraînés par des vents du sud ou du S.O.; et bientôt ceux-ci se font aussi sentir à la surface de la terre. On peut admettre que ces nuages sont amenés par des vents du sud, qui déterminent la baisse du baromètre et dont les vapeurs se précipitent à l'état de pluie. Telle est du moins la théorie de M. **Dove** : elle justifie la dénomination sous laquelle les paysans suisses ont désigné ce genre de nuages.

Lorsque le vent de S.O. l'emporte et s'étend aux régions inférieures de l'atmosphère, les *cirrus* deviennent aussi de plus en plus denses, parce que l'air est plus humide. Ils passent alors à l'état de *cirro-stratus*, qui se montrent d'abord sous la forme d'une masse semblable à du

coton cardé dont les filaments seraient étroitement entrelacés, et peu à peu ils prennent une teinte grisâtre : en même temps le nuage semble s'abaisser, et il se forme de la vapeur vésiculaire qui ne tarde pas à se précipiter sous forme de pluie.

Les mêmes circonstances météorologiques déterminent quelquefois la formation de *cirro-cumulus* légers qui se composent entièrement de vapeur vésiculaire. Ils n'affaiblissent pas la lumière du soleil qui les traverse, et M. **de Humboldt** a souvent pu voir au travers de ces nuages des étoiles de quatrième grandeur, et même reconnaître les taches de la lune. Quand ils passent devant le soleil ou la lune, ces astres sont entourés d'une admirable couronne. Les *cirro-cumulus* sont un présage de chaleur : il semble que les vents chauds du sud qui règnent dans les régions supérieures n'amènent pas une quantité de vapeur suffisante pour couvrir entièrement le ciel de nuages, et qu'ils n'agissent que par leur température élevée.

Tandis que les nuages dont j'ai parlé sont un produit des vents de sud, les *cumulus* doivent leur existence aux courants ascendants ; leur hauteur varie beaucoup, mais elle est toujours moins considérable que celle des *cirrus*. C'est dans les beaux jours d'été que les *cumulus* sont le mieux caractérisés. Lorsque le soleil se lève sur un ciel serein, on voit paraître vers les huit heures du matin quelques petits nuages qui semblent croître de dedans en dehors, grossissent, s'accumulent, et forment des masses nettement circonscrites et limitées par des lignes courbes qui se coupent dans différentes directions. Leur nombre et leur grandeur augmentent jusqu'à l'heure de la plus grande chaleur du jour, puis ils diminuent, et au coucher du soleil le ciel est de nouveau parfaitement serein ; le matin ils sont peu élevés, mais ils montent jusque vers l'après-midi et redescendent le soir. Je m'en suis assuré par des mesures directes et des observations faites dans les montagnes. Que de fois j'ai vu les *cumulus* sous mes pieds dans la matinée ! ils s'élevaient ensuite ; vers midi j'étais environné de nuages pendant une heure environ, et le reste de la journée je voyais au-dessus de ma tête des nuages qui, le soir, redescendaient dans la plaine [1].

[1] Il existe un assez grand nombre de mesures de la hauteur des nuages. Kaemtz (*Lehrbuch der Meteorologie*, t. I, p. 385) en rapporte plusieurs dues à Riccioli, Bouguer, de Humboldt, Lambert, Crosthwaite et à lui-même. Les extrêmes sont 400 et 6,500 mètres. Pendant la campagne de la *Vénus* on a trouvé, sur l'océan Atlantique et la mer du Sud, 900 et 1,400 mètres pour les termes extrêmes. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. XI, p. 324. 1840.)

M. Peytier, capitaine d'état-major, a communiqué à l'Institut, le 2 janvier 1837, quarante-huit mesures de hauteur des nuages faites en 1826 pendant la triangulation qu'il exécuta dans les Pyrénées avec M. Hossard. Les extrêmes pour le plan inférieur des nuages ont été 450 et 2,500 mètres ; pour le plan supérieur, 900 et 3,000. Ils ont obtenu ces différentes déterminations à l'aide des hauteurs précédemment

Les *cumulus* se forment lorsque les courants ascendants entraînent les vapeurs dans les régions supérieures de l'atmosphère, où l'air, étant très-froid, se sature rapidement. Si le courant augmente de force, les vapeurs et les nuages s'élèvent plus haut; mais là ils s'accroissent et se condensent de plus en plus, à cause de l'abaissement de la température. De là vient que le ciel, serein le matin, est souvent entièrement couvert à midi. Lorsque, vers le soir, le courant ascendant se ralentit, les nuages descendent; et, en arrivant dans des couches d'air plus chaudes, ils passent de nouveau à l'état de vapeur invisible. C'est à ce mode de formation qu'on doit, selon **de Saussure**, attribuer la forme arrondie des nuages. En effet, quand un liquide en traverse un autre, le premier prend, en vertu de la résistance du milieu ambiant et de l'attraction mutuelle de ses parties, une forme de cylindre à section circulaire ou composée d'arcs de cercle; on peut s'en convaincre en laissant tomber une goutte de lait ou d'encre dans un verre d'eau. Ainsi les masses d'air ascendantes sont de grandes colonnes dont les contours sont dessinés par les nuages. Ajoutez à cela de petits tourbillons sur les bords des nuages qu'on observe souvent dans les montagnes au moyen du miroir noirci, et qui contribuent aussi à donner à l'ensemble des formes arrondies analogues à celles des tourbillons de fumée qui s'échappent d'une cheminée.

Les *cumulus* ne disparaissent pas toujours vers le soir; souvent, au contraire, ils deviennent plus nombreux, leurs bords sont moins brillants, leur teinte plus foncée, et ils passent à l'état de *cumulo-stratus*, surtout s'il existe au-dessus d'eux une couche de *cirrus*. On doit s'attendre alors à des pluies ou à des orages, car, dans les régions supérieures et moyennes, l'air est voisin du point de saturation. Le vent du sud et les courants ascendants donnent lieu à des changements de température qui déterminent la précipitation de la vapeur aqueuse sous forme de pluie.

Les *cumulus* qui s'entassent à l'horizon dans les beaux jours de l'été sont ceux qui prêtent le plus aux jeux de l'imagination. Qui n'a cru reconnaître dans les contours changeants de ces nuages des hommes, des animaux, des arbres, des montagnes? Ils fournissent des comparaisons aux poëtes, et **Ossian** leur a emprunté ses plus belles images. Les traditions populaires des pays de montagnes sont pleines d'événements étranges où ces nuages jouent un grand rôle. Comme ils ont souvent la même hauteur, il en résulte une apparence que je dois signaler. Lors-

mesurées des pics auxquels les nuages étaient tangents par leurs surfaces supérieures ou inférieures. Le 29 septembre, les deux observateurs se trouvèrent placés de manière à voir au même instant les deux surfaces opposées d'un nuage. Son épaisseur était de 450 mètres. Le lendemain elle était de 850 mètres. M.

que j'habitais le Faulhorn, le ciel était souvent parfaitement serein au-dessus de ma tête; mais, un peu au-dessus de l'horizon, une bande de nuages, dont la largeur n'excédait pas celle du double ou du triple du diamètre de la lune, s'étendait comme un collier de perles le long des Alpes occidentales, depuis la France jusqu'au Tyrol. Ma station, à 2,683 mètres au-dessus de la mer, était un peu plus élevée que les nuages, et leur projection sur le ciel formait une bande étroite, quoiqu'ils s'étendissent sur une vaste étendue du ciel. Il résulte de cette projection qu'il est souvent fort difficile de distinguer les *cumulus* des *cumulo-stratus*. Combien de fois ne voit-on pas quelques *cumulus* épars sur le ciel! l'horizon paraît chargé de nuages, il semble qu'en peu de temps le ciel doive en être entièrement couvert; et cependant le soleil continue à briller sans interruption. Un raisonnement bien simple prouve que l'œil a été trompé par une projection. Imaginez (pl. II, fig. 4) une série de nuages globuleux de même grandeur, également distants les uns des autres : si l'observateur mène deux lignes de la station qu'il occupe aux limites des nuages, l'intervalle entre ceux qui sont au zénith sera très-grand, mais se rétrécira à mesure qu'ils sont plus rapprochés de l'horizon, où il devient tout à fait nul.

Tandis que les véritables *cumulus* se forment le jour et disparaissent pendant la nuit, une autre variété de ces nuages se montre dans des circonstances très-différentes. Il n'est pas rare d'observer dans l'après-midi des masses nuageuses denses, arrondies ou étendues, à bords mal circonscrits, dont le nombre augmente vers le soir jusqu'à ce que le ciel se couvre complétement pendant la nuit. Le lendemain il est encore couvert; mais, quelques heures après le lever du soleil, tout a disparu : alors les vrais *cumulus* envahissent le ciel, où ils flottent à une hauteur plus considérable; je m'en suis assuré par des mesures directes. Le soir, les nuages du premier genre remplacent de nouveau les véritables *cumulus*. Ces nuages sont composés de vapeur vésiculaire très-dense, comme les *cumulus* et les *cumulo-stratus*. Ils en diffèrent par leur dépendance des heures de la journée; ils ont aussi de l'analogie avec les *stratus*, à cause de leur extension, et s'en distinguent par leur plus grande hauteur. Toutefois ils s'en rapprochent plus que des *cumulus*, et je propose de les désigner sous le nom de *strato-cumulus*. Pendant l'hiver, ce genre de nuages couvre souvent tout le ciel pendant des semaines entières; leur présence tient probablement à ce que le décroissement de la température en partant du sol est beaucoup plus rapide qu'à l'ordinaire. Mais, à mesure que le soleil s'élève, ses rayons dissolvent les nuages, les vapeurs montent, et des *cumulus* se forment.

Cette influence du soleil sur les nuages donne lieu à des variations atmosphériques bien connues des cultivateurs. Le matin le ciel est couvert, il pleut abondamment; mais vers neuf heures les nuages se déchi-

rent, le soleil luit au travers, et le temps est beau pendant le reste de la journée. D'autres fois, pendant la matinée, le ciel est pur, mais l'air humide. Bientôt les nuages apparaissent ; vers midi le ciel est couvert, la pluie tombe, mais elle cesse vers le soir. Dans le premier cas, c'étaient des *strato-cumulus;* dans le second, des *cumulo-stratus*. Les premiers se sont dissipés aux rayons du soleil ; les seconds se sont formés sous leur influence. Si la température et les conditions hygrométriques de l'air à deux ou trois mille mètres au-dessus du sol étaient connues aussi bien qu'à la surface, on expliquerait encore plus facilement ces anomalies apparentes qui nous étonnent.

CAUSES DE LA SUSPENSION DES NUAGES DANS L'ATMOSPHÈRE. — Quand on voit un nuage se résoudre en pluie et verser des milliers de litres d'eau, on ne comprend pas comment il peut flotter dans l'atmosphère. On a fait bien des hypothèses pour expliquer cette suspension ; on a dit que l'air lui-même se transformait en pluie, puis on a supposé que les vésicules d'eau étaient remplies d'un gaz plus léger que l'air. L'analyse chimique a prouvé la fausseté de ces deux explications. Si les principes constituants de l'air se combinaient, il ne pourrait en résulter que de l'acide azotique, et non de l'eau ; et l'air puisé dans les brouillards et dans les nuages n'a pas offert la moindre trace de gaz plus léger que l'air. Nous devons donc admettre que les vésicules de brouillard sont plus lourdes que le milieu dans lequel elles sont suspendues; cependant elles s'élèvent avec une grande rapidité. Une considération très-simple nous donnera la solution du problème.

Abandonnée à elle-même, une vésicule de brouillard tombe à terre comme tout autre corps pesant, et dans le vide elle y arriverait avec une grande vitesse acquise ; mais, comme elle tombe dans l'air, elle déplace celui qui est au-dessous d'elle, et cette résistance diminue la rapidité de sa chute avec d'autant plus d'efficacité, que l'enveloppe de la vésicule est plus mince. Si nous appliquons à ce cas particulier les lois de la mécanique, nous trouverons que la vitesse de la chute d'une pareille vésicule n'est pas très-grande, et ne serait que d'environ 15 décimètres par seconde après une chute de six ou huit cents mètres. Dans quelques cas même, elle serait à peine de 3 décimètres.

Mais, dira plus d'un physicien, peu m'importe que la vésicule tombe vite ou lentement, toujours est-il qu'elle ne se soutient pas dans l'atmosphère, et cependant l'observation prouve que les nuages flottent à une grande élévation. Pour ceux qui ont observé souvent des brouillards dans la plaine ou des nuages sur des montagnes, tout le merveilleux disparait. Un nuage, en effet, n'est pas une masse immobile, comme on pourrait le croire en l'observant de loin ; il est au contraire dans un mouvement perpétuel. Quand les vésicules entraînées par le vent arrivent dans un air sec, elles se dissolvent, tandis que du côté du vent la vapeur se précipite

à l'état vésiculaire. Ainsi un nuage, immobile en apparence, s'abaisse souvent lentement, et sa partie inférieure se dissout continuellement, tandis que la supérieure s'accroit sans cesse par l'addition de nouvelles vésicules.

Il existe une force directement opposée à la chute des nuages, c'est celle des courants ascendants. Par un beau temps la vésicule tombe avec une vitesse d'environ trois décimètres par seconde ; mais le courant ascendant a une vitesse beaucoup plus considérable, et par conséquent il entrainera la vésicule. C'est pour cette raison que les *cumulus* sont plus élevés à midi que dans la matinée ; vers le soir, au contraire, dès que ce courant devient plus faible, les nuages s'abaissent réellement et se dissolvent en arrivant dans les régions plus chaudes de l'atmosphère. Les courants horizontaux s'opposent aussi à la chute des nuages.

C'est à dessein que je n'ai emprunté aucun exemple à des phénomènes étrangers à la météorologie. Qui n'a observé des graines, des plumes, du sable, de la poussière, etc., élevés à une hauteur prodigieuse et transportés à de grandes distances! A plusieurs myriamètres de la côte d'Afrique, des navires ont été couverts de sable venant du Sahara, et on sait que le vent transporte à des distances énormes les cendres vomies par les volcans. Ces corps sont cependant beaucoup plus denses que des vésicules d'eau. Ne cherchons donc point à expliquer leur suspension par des causes extraordinaires ; elle est aussi facile à comprendre que celle de la poussière [1].

DE LA PLUIE ET DE LA NEIGE. — Lorsque les vésicules deviennent grosses et que la température diminue, la rapidité de leur chute augmente ; plusieurs d'entre elles se réunissent et tombent sur le sol. Si elles traversent des couches d'air très-sèches, leur surface se vaporise sans cesse, les gouttes deviennent de plus en plus petites, et il tombe moins de pluie sur le sol qu'à une certaine hauteur ; il peut même arriver que la pluie n'atteigne pas la terre, mais se dissolve entièrement en l'air. Dans les plaines, au printemps, quand le temps est variable, on voit quelquefois la pluie tomber en abondance d'un nuage situé à l'horizon ; mais les bandes de pluie que leur couleur grise distingue très-bien n'atteignent pas la terre. Quelquefois la goutte de pluie s'accroît pendant sa chute ; car elle est à la température des couches supérieures de l'atmosphère, et condense à sa surface la vapeur d'eau, comme une carafe d'eau froide qu'on apporte dans une chambre chaude. Alors la quantité de pluie qui mouillera le sol sera plus considérable que celle qui tombe à une certaine hauteur.

1 Fresnel pensait que la chaleur solaire absorbée dans le sein des nuages, dilate l'air qui sépare les vésicules et fait des nuages une espèce d'aérostat qui s'élève à des hauteurs d'autant plus grandes que l'excès de température est plus considérable. (Voyez *Bibliothèque universelle*, t. XXI, p. 260.)

Des différences de niveau de 30 mètres suffisent pour rendre ces phénomènes sensibles. Pour déterminer la quantité de pluie, on se sert d'instruments appelés *pluviomètres, ombromètres, hyétomètres, udomètres*. Ils se composent de vases ouverts par en haut placés dans un lieu découvert, de manière à recevoir directement la pluie ou la neige qui tombent de l'atmosphère. Après chaque pluie, on mesure la quantité d'eau qu'ils contiennent; s'il a neigé, on fait fondre la neige préalablement. Mais dans nos climats la quantité de pluie qui tombe chaque fois se réduit à si peu de chose, que les erreurs d'observation accumulées peuvent avoir de l'influence sur la moyenne annuelle. L'appareil le plus irréprochable peut-être, mais aussi le plus compliqué, est celui qui a été imaginé par le professeur **Horner**, de Zurich. (Voyez le *Traité de météorologie* de **Kaemtz**, t. I, p. 413, et pl. III, fig. 19.)

Le plus souvent on emploie des appareils à mensuration très-simples : un tube en verre du diamètre de 2 à 4 centimètres est divisé extérieurement en parties correspondant chacune à 2 ou 3 centimètres cubes de capacité. On mesure avec la même exactitude l'ouverture du pluviomètre; supposons qu'elle soit égale à $0^m,2$ carrés; après la pluie, on verse l'eau qui se trouve dans le pluviomètre dans le tube gradué, et l'on peut savoir combien il est tombé de centimètres cubes d'eau. On calcule aussi quelle eût été la hauteur de l'eau tombée dans le pluviomètre en divisant le nombre des centimètres cubes par la surface de l'ouverture, exprimée en centimètres carrés. Je suppose qu'on ait trouvé $0^m,10283$ cubes, l'eau aurait eu une hauteur de

$$\frac{0,10283}{0,20000} = 0^m,051$$

Il est du reste indispensable de mesurer immédiatement après la pluie, sans quoi une partie de l'eau s'évapore, et l'on trouve des nombres trop faibles [1].

[1] M. Flaugergues, professeur à l'école d'artillerie navale de Toulon, a présenté à la Société des Sciences de cette ville, dans le courant de 1841, un nouvel udomètre gyratoire, destiné non-seulement à mesurer la quantité de pluie qui tombe, mais encore à faire connaître, à la simple inspection, quelles sont. sur cette quantité totale, les quantités partielles qui sont tombées par chaque vent déterminé.

Cet instrument se compose : 1° d'un entonnoir mobile autour d'un axe vertical, couvert à sa partie supérieure et portant à son extrémité inférieure un tube de dégorgement dont l'axe est dans le même plan vertical que l'axe de rotation et qu'une girouette qui est fixée au corps même de l'entonnoir, de manière que l'écoulement de l'eau qui s'y est accumulée a lieu dans une direction constamment parallèle à celle du vent; 2° d'un réceptacle cylindrique partagé par huit cloisons verticales et rayonnantes en huit chambres correspondant aux huit aires principales des vents. Ce réceptacle a été primitivement orienté et solidement fixé sur une base au fond de chacune des cloisons par un tube qui remonte verticalement à l'extérieur du

Plaçons deux pluviomètres, l'un sur le toit d'un édifice, l'autre au niveau du sol, comme on l'a fait à l'Observatoire de Paris; rarement nous trouverons la même quantité de pluie dans les deux instruments : en général, elle sera moins considérable en haut. Cet effet se remarque surtout lorsque l'air est humide et agité dans le voisinage du sol; il est probable que le vent enlève les gouttes de pluie qui rebondissent et les chasse dans le pluviomètre, comme on voit la neige s'accumuler sur certains points; on admet aussi que les gouttes grossissent par la vapeur d'eau qui s'ajoute à elles dans la hauteur qui sépare le sol du toit de l'édifice[1].

L'eau qui tombe des régions supérieures de l'atmosphère est en général à l'état de neige ou de pluie. Cependant, même au milieu de l'été, elle tombe quelquefois sous forme de grêle. En hiver, on observe aussi des gouttes de pluie gelées qui se composent de glace pure, surtout quand, après un froid rigoureux et continu, les vents du sud viennent échauffer les régions supérieures de l'atmosphère. Il se forme alors des gouttes de pluie qui se congèlent avant d'arriver au sol; cependant l'eau arrive souvent encore à l'état liquide, mais elle gèle en touchant la terre, qu'elle recouvre d'une couche de glace appelée *verglas*. Ces deux phénomènes coïncident ordinairement avec une forte baisse barométrique et annoncent le dégel.

Quand la température de l'air est voisine de zéro ou plus basse, il tombe en général de la neige; mais, plus la température de l'air s'abaisse, et moins il contient de vapeur d'eau; aussi la quantité de neige

réceptacle, et sur lequel on observe la hauteur de l'eau dans la cloison correspondante.

Un udomètre de cette espèce est en observation depuis le commencement de 1841 au polygone de la marine à Toulon, et son emploi n'a rien laissé à désirer. M.

[1] Le pluviomètre de la terrasse de l'Observatoire de Paris est élevé de 27 mètres au-dessus de celui qui se trouve dans la cour. De 1817 à 1827 il est tombé, en moyenne, 57 centimètres de pluie dans la cour, et seulement 50 centimètres sur la terrasse. (Voyez Arago, *Ann. du Bureau des Longitudes* pour 1824; et Pouillet, *Eléments de Physique*, t. II, p. 579.)

La quantité de pluie qui tombe dans le pluviomètre supérieur étant 1, M. Schouw trouve les nombres suivants pour celle qui tombe dans le pluviomètre inférieur :

VILLES.	DIFFÉRENCE DE NIVEAU.	PLUVIOMÈTRE INFÉRIEUR.
Copenhague.	m.m. 39,0	1,27
York.	65,0	1,72
Londres..	25,0	1,29
Paris.	27,0	1,14
Penzance.	14,0	1,51
Pavie.	17,6	1,01

(Schouw, *Climat de l'Italie*, p. 134.) M.

diminue-t-elle. Par un froid de — 20°, on concevrait difficilement qu'il en tombât plus de 4 à 5 centimètres; cependant j'ai vu neiger d'une manière continue le 18 janvier 1838 par un froid de — 18,02; mais les flocons, ou plutôt les grains, étaient très-petits[1].

FIGURES DES FLOCONS DE NEIGE. — Si l'on reçoit des flocons de neige sur des objets de couleur sombre et d'une température inférieure à zéro, on reconnaît dans leurs formes une grande régularité qui depuis longtemps a frappé les observateurs attentifs. **Kepler** parle de leur structure avec admiration, et d'autres physiciens ont cherché à en déterminer la cause; mais c'est seulement depuis l'époque où l'on a appris à connaître les lois de la cristallisation en général qu'il a été possible de jeter quelque lumière sur ce sujet.

Les molécules de presque tous les corps qui passent de l'état liquide à l'état solide ont la propriété de se grouper de façon à engendrer des solides terminés par des plans inclinés les uns sur les autres d'une quantité angulaire constante. Le nombre des facettes et la valeur des angles varient dans des corps dont la composition chimique est différente, mais sont constants dans ceux dont la composition est la même et qui se forment dans les mêmes circonstances. Ces solides réguliers se nomment des *cristaux*, et l'on peut assister, pour ainsi dire, à leur formation. Versez de l'eau sur du sel marin (chlorure de sodium) jusqu'à ce que tout le sel soit dissous, et mettez la dissolution dans un endroit chaud; une partie de l'eau s'évaporera, et, ne pouvant tenir en dissolution les molécules de sel, celles-ci se déposeront en formant de petites masses de forme cubique. Prenez un de ces cristaux, enlevez une des arêtes qui le terminent et remettez-le dans la solution, vous verrez cette arête se reproduire en même temps que le cristal augmentera de volume. Chaque fois que l'expérience se fera dans des circonstances semblables, les cristaux seront cubiques; mais, si vous chauffez la dissolution ou si vous y mêlez une substance étrangère, les cristaux auront une forme différente, leurs arêtes seront remplacées par des faces planes, qui, en se réunissant, masqueront quelquefois complétement les six faces primitives. On peut toujours, dans les laboratoires, faire varier les formes des cristaux. La nature nous offre aussi les dispositions les plus diverses, mais toutes se rapportent à une même forme primitive dont elles ne sont qu'une variété. La température, la concentration de la solution, le voisinage d'un autre corps, sont des circonstances perturbatrices suffisantes. Dans l'exemple précédent, la cristallisation eut lieu parce qu'une partie de

[1] Le 1er décembre 1838 au matin, les observateurs de Bosekop (Laponie) ont vu tomber de la neige avec une température de — 20°,6. Le soir du même jour, il y eut une chute abondante de neige avec des températures de — 19°,8 et — 18°,1. Cette neige était très-fine. M.

l'eau s'étant vaporisée, le restant ne pouvait plus tenir le sel en dissolution.

En mettant certains corps en fusion et en les laissant refroidir, on observe les mêmes phénomènes. Faites fondre du soufre dans un pot de terre, puis éloignez-le du feu, la masse liquide se recouvrira bientôt d'une croûte solide; brisez-la et décantez par l'ouverture le soufre encore liquide, vous verrez alors que le vase est tapissé d'une croûte de soufre solide dont l'intérieur est hérissé de cristaux aciculaires réguliers. Dès que la masse se solidifie par refroidissement, les plus petites molécules se disposent régulièrement; mais, si on laissait la masse tout entière se solidifier complétement, les cristaux se confondraient à tel point, qu'on obtiendrait un corps à texture cristalline, mais pas un seul cristal; c'est ce qui arrive dans les bâtons de soufre. Au contraire, en laissant écouler le soufre encore liquide qui sépare les cristaux déjà formés, ceux-ci restent séparés et deviennent visibles.

L'eau présente un phénomène analogue à celui du soufre; elle cristallise sous l'influence seule du froid. Toutefois, en examinant la glace des fleuves, nous n'y découvrons pas la plus petite trace de cristaux; c'est une masse confuse semblable à celle du soufre en bâtons. Mais, si l'on suit les progrès de la congélation sur les bords d'une rivière, on voit des aiguilles partir du rivage ou bien de la glace déjà formée, et s'avancer parallèlement les unes aux autres ou en faisant entre elles des angles de 30 à 60 degrés. De ces aiguilles, d'autres partent sous les angles précités, et ainsi de suite jusqu'à ce qu'il résulte de leur entrelacement une masse compacte uniforme. Si l'on soulève une lame de glace ainsi formée, on découvre souvent à sa face inférieure des cristaux très-réguliers. De semblables phénomènes s'observent en hiver sur les carreaux de vitre. On voit que les cristaux secondaires font un angle constant avec le cristal qui leur sert d'axe commun; et, si la vitre était parfaitement plane, on y verrait des figures très-régulières. Elles le sont quelquefois lorsque la couche de glace est très-mince. L'air de la chambre est-il humide, alors chaque raie, chaque grain de poussière devient le centre d'une formation cristalline, et, en rayonnant dans tous les sens, ces cristaux forment un réseau qui excite l'admiration par son étonnante complication.

Les cristaux de glace ne sont jamais si réguliers que lorsqu'ils sont formés par la vapeur d'eau qui se dépose sur des corps solides, comme la gelée blanche, qui se précipite par un temps calme et un air humide, ou bien lorsque la neige tombe sans être chassée par le vent; mais la température, l'humidité, l'agitation de l'air et d'autres circonstances ont une grande influence sur la forme des cristaux. Malgré leur grande variété, on peut les ramener à une loi unique. Nous voyons que les cristaux isolés se réunissent sous des angles de 30, 60 et 120 de-

grés. Les flocons qui tombent en même temps ont en général la même forme; mais, s'il y a un intervalle entre deux averses de neige consécutives, on observe dans la seconde des figures différentes de celles de la première, quoique toujours semblables entre elles.

Le navigateur anglais **W. Scoresby**, qui a fait un grand nombre de voyages dans les mers polaires comme capitaine baleinier, a donné le plus de détails sur ce sujet. Il a décrit les différentes formes de la neige dans son excellent ouvrage sur le Nord. On peut les ramener à cinq types principaux : 1° des lamelles minces; 2° un noyau sphérique ou plan hérissé d'aiguilles ramifiées; 3° des aiguilles fines ou des prismes à six pans; 4° des pyramides à six faces; 5° des aiguilles terminées à une de leurs extrémités ou à toutes les deux par une petite lamelle. Je vais décrire d'après **Scoresby** les variétés les plus remarquables.

1° Cristaux sous forme de lamelles. Ils se distinguent par la variété de formes qu'ils présentent. Ordinairement les lamelles sont fort minces, transparentes et d'une structure très-délicate. On distingue plusieurs variétés.

A. Des figures étoilées à six rayons partant d'un centre et souvent hérissées de pointes parallèles disposées de façon à se trouver dans le même plan que les rayons. Suivant **Scoresby**, cette forme se remarque fréquemment quand la température est voisine de zéro (pl. IV, fig. 1 et 2)[1].

B. Des hexaèdres réguliers. On les observe par des froids modérés et avec des températures très-basses. Plus il fait froid et plus ils sont minces, petits et délicats. Quelques-uns sont une simple lamelle transparente (pl. IV, fig. 3). Chez d'autres, on voit à l'intérieur de leur périmètre des lignes blanches qui forment à leur tour de petits hexaèdres ou des figures analogues. Les formes les plus variées résultent de ces combinaisons. (Voy. pl. IV, fig. 4, 5, 6, 7, 8, 9.) Leur grandeur varie entre celles de lamelles à peine visibles et de lames d'un diamètre de 2 à 3 dixièmes de millimètre. En regardant une de ces lames par côté, j'ai toujours vu que de petites facettes réunissent les faces parallèles; toutefois on ne les distingue qu'avec un grossissement médiocre. La figure 10 représente la coupe d'une lamelle hexaédrique.

C. Des combinaisons infiniment variées de figures hexaédriques de grandeur fort différente. On les observe par les froids intenses (pl. IV, fig. 11 à 15).

D. Des combinaisons de figures hexaédriques avec des rayons et des

[1] Cette forme étoilée (fig. 2) est une des formes les plus fréquentes de la neige. La plus basse température à laquelle on ait observé à Bosekop une chute de neige étoilée a été — 12°. Les étoiles avaient à peine 2 millimètres de diamètre. Le temps était presque calme. M.

angles saillants. Cette forme est l'une de celles qui varient le plus, suivant **Scoresby**, et qui présentent les dispositions les plus élégantes (pl. IV, fig. 16 à 25). Les lignes parallèles des figures paraissent blanches dans la nature.

2° Flocons à noyau sphérique ou plan avec des rayons ramifiés suivant des plans différents. Cette forme comprend, d'après **Scoresby**, deux variétés principales.

A. Des flocons qui se composent d'un cristal mince du genre de ceux que nous avons décrits et figurés. De petites aiguilles hérissent quelquefois ces lames de tous côtés. Tantôt elles s'élèvent sur une seule face ou sur les deux. Elles font avec le plan de la lamelle un angle de plus de 60 degrés. Leur diamètre est quelquefois de 5 millimètres. On les observe, suivant **Scoresby**, par des températures inférieures de plusieurs degrés à zéro.

B. Des figures avec un noyau sphérique hérissé d'aiguilles dirigées dans tous les sens. Tantôt le noyau est un cristal transparent ou un corps blanc et inégal. Cependant je me suis convaincu, en examinant cette forme sous un grossissement considérable, que le noyau est toujours cristallisé. Cela se vérifie surtout très-facilement lorsque la cristallisation ne s'est pas faite suivant les trois dimensions, et que le noyau ne porte que six rayons disposés dans le même plan. Une coupe verticale d'un cristal de ce genre a été figurée pl. IV, fig. 26.

3° De fines aiguilles ou des prismes à six pans. Ils sont quelquefois très-ténus et à apparence cristalline, ou bien blancs et rudes. Les variétés les plus délicates qui ressemblent à un cheveu blanc de cinq millimètres de long, sont tellement fines, qu'il n'est pas facile de déterminer leur forme. Ces cristaux ne sont pas toujours hexaédriques, mais souvent à trois faces seulement.

4° **Scoresby** n'a vu qu'une seule fois des pyramides à six faces (pl. IV, fig. 27).

5° Des aiguilles ou des prismes dont l'une des extrémités ou toutes les deux portent des lamelles polyédriques à six côtés sont aussi fort rares. Le même navigateur ne les a observées que deux fois; mais elles tombèrent en telle abondance, que son navire fut couvert en quelques heures de plusieurs centimètres de neige (pl. IV, fig. 28 à 30).

La planche IV offre la reproduction des formes les plus remarquables observées par **Scoresby**. Le nombre total de celles qu'il a vues s'élève à 96. Cependant j'en ai rencontré au moins une vingtaine qu'il n'a pas figurées, mais jamais je n'en ai trouvé une seule où les cristaux fussent dans des plans perpendiculaires les uns aux autres. Les variétés s'élèvent probablement à plusieurs centaines. Qui n'admirerait pas ici la puissance infinie de la nature, qui a su créer tant de formes diverses dans des corps d'un si petit volume!

C'est par un temps calme et sans brouillard qu'on pourra les admirer dans toute leur beauté. Avec la brume, les cristaux sont ordinairement inégaux, opaques, et il semble qu'un grand nombre de vésicules se sont solidifiées à leur surface sans avoir eu le temps de s'unir intimement aux molécules cristallines. Par le vent, les cristaux sont brisés et irréguliers; on trouve alors des grains arrondis composés de rayons inégaux. Dans les Alpes et en Allemagne, j'ai vu souvent tomber des cristaux parfaitement symétriques. Le vent s'élevait-il, c'étaient des grains de la grosseur de ceux de millet ou de petits pois dont la structure était assez peu compacte, ou bien des corps ayant la forme d'une pyramide dont la base était une calotte sphérique. On pourrait rapporter ces corps au grésil, cependant ils se formaient sous l'influence des mêmes circonstances météorologiques que les flocons qui tombaient avant le coup de vent. Je reviendrai sur ce sujet à propos de la grêle.

PLUIES SANS NUAGES. — Lorsque le ciel est serein et le froid intense, on observe souvent en l'air un grand nombre de particules brillantes; ce sont de petits flocons de neige qui réfléchissent les rayons du soleil. Ils se forment au milieu des vapeurs qui s'élèvent du sol, et tombent souvent en quantité telle, qu'ils couvrent entièrement le sol. Cette formation de neige sans nuages n'a lieu que par un temps très-calme. Quand l'équilibre des régions supérieures est violemment troublé, surtout lorsque des vents du nord très-froids combattent ceux du midi, alors il peut arriver aussi que la pluie tombe d'un ciel serein. On voit de larges gouttes mouiller le sol, et cependant au zénith le ciel est bleu. Les vapeurs se condensent en eau sans passer par l'état intermédiaire de vapeurs vésiculaires. M. **de Humboldt** cite plusieurs exemples de ce genre, et, d'après mes observations, ce fait n'est pas très-rare, car je l'observe annuellement deux ou trois fois [1].

QUANTITÉ D'EAU TOMBÉE PENDANT UNE SEULE AVERSE. — On ne saurait établir à cet égard de règle générale. Tandis que certaines pluies se réduisent à quelques gouttes, dans d'autres cas des torrents d'eau tombent du ciel. C'est surtout entre les tropiques qu'on observe ces pluies diluviennes. Ainsi, M. **de Humboldt** a vu sur les bords du Rio-Negro la quantité d'eau tombée en cinq heures s'élever à 47 millimètres. Il en tombait autant presque tous les jours. A Bombay,

[1] En voici quelques-uns. Le 9 août 1837, M. Wartmann vit tomber à Genève une ondée qui dura deux minutes; le ciel était sans nuages. M. de Neveu reçut à Constantine une averse pendant 10 minutes; le ciel était parfaitement serein. M. Babinet a observé le même phénomène à Paris. Enfin, suivant Le Gentil, il paraîtrait que ce phénomène est commun à l'île Maurice. Dans la saison des vents de S.E., on voit souvent, dit-il, surtout le soir, tomber une pluie fine, quoiqu'il fasse le plus beau temps du monde et que les étoiles paraissent brillantes. (Voyez *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. V, p. 549; t. XII, p. 777; t. XIV, p. 765; et t. XI, p. 527.)

M.

on s'est assuré que la terre avait reçu en un jour 108 millimètres de pluie. A Cayenne, l'amiral **Roussin** a trouvé que la quantité d'eau recueillie depuis huit heures du soir jusqu'à six heures du matin était de $0^{m},277$. Dans les latitudes plus élevées, il tombe moins d'eau dans un espace de temps donné; et, lorsque la quantité qui tombe par jour dépasse 3 centimètres, les plaines basses de l'Europe sont bientôt inondées. Cependant on cite des averses prodigieuses. A Joyeuse, il tomba en un jour 25 centimètres d'eau; à Gênes, dans le même espace de temps, 81 centimètres; et à Genève, en trois heures, 16 centimètres. Dans les pays de montagnes, ces averses sont moins rares, parce que les vents soufflent souvent avec violence de plusieurs directions contraires [1].

PLUIES ENTRE LES TROPIQUES. — La fréquence des pluies dans les différentes saisons est si intimement liée à d'autres conditions climatériques, qu'on peut diviser sous ce point de vue la terre en plusieurs régions. Considérons d'abord les pays situés entre les tropiques, parce que l'on y observe une régularité beaucoup plus grande que dans nos climats.

Partout où l'alizé souffle constamment sur mer, il ne pleut pas; le ciel est toujours serein, surtout quand le soleil se trouve dans l'autre hémisphère; mais il pleut souvent dans la région des calmes. Le courant ascendant entraine avec lui une masse de vapeurs qui se condensent dès qu'elles arrivent à la ligne de jonction de l'alizé supérieur et de l'alizé inférieur. Le soleil se lève presque toujours sur un ciel serein; vers midi on voit paraître des nuages isolés qui versent des quantités d'eau prodigieuses. Ces averses sont accompagnées de violents coups de vent. Vers le soir, les nuages se dissipent, et quand le soleil se couche le ciel est parfaitement pur. Ainsi les masses d'air se déchargent de l'eau qu'elles contiennent sur les régions mêmes d'où elles s'élèvent, et de là vient l'absence de pluies qu'on observe dans les pays plus éloignés de l'équateur, où le vent d'est souffle avec régularité.

Sur terre, nous trouvons entre les tropiques, pendant une partie de l'année, des perturbations dans la direction des alizés; et l'année se partage en deux saisons: la saison humide et la saison sèche. Les En-

[1] Voici quelques exemples plus récents de pluies diluviennes. Le 4 juin 1839 il tomba, dit M. Quetelet, une pluie qui ne fut très-forte que pendant trois heures. A Bruxelles on recueillit, sur la terrasse de l'Observatoire, $112^{mm},78$ d'eau en 24 heures. De 1833 à 1838 inclusivement, on n'avait jamais vu tomber à Bruxelles plus de $50^{mm},3$ d'eau en 24 heures.

Dans le bassin de la Saône, il existe une petite ville appelée Cuiseaux, où il pleut toujours plus que dans aucun autre point de la même vallée. Ainsi, immédiatement avant les terribles inondations de 1841, il y tomba 270^{mm} d'eau en 68 heures. Dans le même intervalle, il n'en était tombé que 150^{mm} à Oullins, près Lyon. (*Comptes rendus de l'Acad. des Sciences*, t. VIII, p. 980, 1839; et t. XII, p. 260, 1841.)

M.

ropéens ont trouvé cette division climatérique adoptée par toutes les populations indigènes, et elle est d'autant plus caractéristique qu'il se passe souvent pendant la saison sèche des mois entiers sans qu'on voie un seul nuage au ciel.

Malgré des différences locales, on remarque partout une grande régularité dans la succession des phénomènes. Aussi vais-je me contenter de les indiquer d'après **M. de Humboldt**, d'autant plus que ses recherches ont jeté une vive lumière sur les causes des variations qu'on observe dans nos climats.

Dans la partie de l'Amérique méridionale située au nord de l'équateur, le ciel est tout à fait serein depuis décembre jusqu'en février, le vent souffle de l'est ou de l'E.N.E.; l'air est sec et les végétaux sont sans feuilles. Vers la fin de février et au commencement de mars, le bleu du ciel est moins foncé, l'hygromètre dénote plus d'humidité dans l'air, et les feuilles des arbres commencent à pousser. Un léger rideau de vapeurs amortit la scintillation des étoiles, qui est beaucoup plus forte et qu'on peut observer quelquefois jusque dans le voisinage du zénith. L'alizé souffle avec moins de force, et de temps en temps l'air est tout à fait calme. Peu à peu des nuages, semblables à des montagnes, s'amassent au S.S.E. et parcourent quelquefois le ciel avec une vitesse incroyable. Vers la fin de mars, des éclairs sillonnent le ciel au sud, le vent passe durant plusieurs heures à l'ouest ou à l'O.S.O. L'électricité atmosphérique devient plus forte, surtout au coucher du soleil, et ceci est un signe certain de l'approche de la saison pluvieuse, qui sur les bords de l'Orénoque commence à la fin d'avril. Le ciel se trouble et devient gris de bleu qu'il était. L'après-midi, au moment où la chaleur est à son *maximum*, un orage accompagné de fortes pluies s'élève dans la plaine. Au commencement, les nuages et la pluie se forment seulement pendant les heures brûlantes de l'après-midi et disparaissent vers le soir. Mais, à mesure que la saison avance, surtout lorsque le soleil est au zénith, tous deux commencent à se montrer dès le matin; mais à la fin de la saison ils reparaissent de nouveau dans l'après-midi.

Dans beaucoup de contrées, la nuit est presque toujours sereine; dans d'autres il pleut aussi la nuit et même encore plus que le jour, mais il est probable que cette différence tient au voisinage des grandes chaînes de montagnes. **M. Boussingault** s'en est assuré sur les plateaux et dans les vallées des Andes, au Pérou [1]; **Lyal**, à Madagascar, et l'amiral **Roussin**, à Cayenne. D'autres voyageurs ont confirmé ces données par des observations isolées.

Tous ces phénomènes tendent à prouver que le courant ascendant, qui est surtout très-fort dans le lieu dont le soleil occupe le zénith,

[1] Aux environs des mines d'or de Marmato, latit. 5° 27'N., longit. 5 h. 11m O.,

amène une perturbation dans l'atmosphère. De là d'abord la scintillation des étoiles, puis un changement dans la direction des vents. L'évaporation de l'eau tombée de la veille rend l'air tellement saturé de vapeurs, que même en Afrique les vêtements, les souliers, tous les objets en un mot qui ne sont pas placés près du feu, deviennent humides, et les habitants se trouvent dans une espèce de bain de vapeur perpétuel. Cette époque est celle des maladies endémiques si fatales aux Européens. En Afrique, l'approche de la saison des pluies s'annonce aussi par des changements dans la direction des vents.

Ces pluies étant une conséquence du courant ascendant, le lieu où elles tombent change en même temps que la déclinaison du soleil, dont la présence détermine ce courant. En Afrique, par exemple, près de l'équateur, la saison des pluies commence déjà en avril. Entre 10° de latitude boréale et le tropique, principalement dans les pays qu'arrose le Sénégal, elle dure depuis le commencement de juin jusqu'au commencement de novembre. Il en est de même dans l'intérieur des terres, comme on le voit par les récits de **Mungo-Park, Denham, Browne, Bruce** et d'autres. De même, sur la côte occidentale de l'Amérique à Panama, les pluies commencent dans les premiers jours de mars; et à San-Blas, en Californie, il pleut rarement avant le milieu de juin. Le soleil passant deux fois par le zénith de chaque lieu, nous trouvons que dans ceux qui avoisinent le tropique il tombe une quantité de pluie très-considérable deux fois l'an et à des intervalles très-rapprochés. Dans les pays situés près de l'équateur, où les époques du passage au zénith sont séparées par un intervalle plus long, on a deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches.

On ne connaît pas encore exactement la limite septentrionale de ces pluies périodiques. A la Havane, dans l'île de Cuba et à Rio-Janeiro, on remarque déjà des conditions climatériques qui ont quelque analogie avec celles des hautes latitudes. Dans le désert de Sahara, la limite paraît être vers 16 degrés de latitude boréale; mais sur les deux mers qui baignent les côtes d'Afrique elle est de quelques degrés plus septentrionale.

élévation absolue 1,426 mètres, température moyenne 20°,4, ce savant a obtenu les résultats suivants :

PLUIE EN MILLIMÈTRES.

ANNÉE 1827.

	Le jour.	La nuit.
Octobre.	34mm	151mm
Novembre.	18	208
Décembre.	2	159

(Voyez *Comptes rendus de l'Acad. des Sciences*, t. II, p. 109, 1836.) M

Dans l'Inde, l'alternance des saisons, comparée à celle qui existe entre les tropiques, n'est pas moins anomale que la direction des vents. La côte occidentale de cette presqu'île a sa saison de pluies pendant la mousson de S.O., tandis que la saison sèche règne pendant la mousson de N.E. Quand le vent qui souffle du S.O. est forcé de remonter le long des flancs des Gates, les vapeurs se condensent sur leurs sommets, et presque tous les jours il y a de violents orages. Dans l'intérieur du pays, les pluies sont rares, et sur la côte orientale le ciel est serein. C'est en juillet que les pluies sont le plus abondantes. Pendant la mousson de N.E., on remarque la même succession sur la côte de Coromandel; mais, les montagnes étant moins escarpées, les pluies ne sont pas aussi fortes. Pendant ce temps, le ciel est tout à fait serein sur la côte occidentale. Le plateau du Dekan participe du climat des deux côtes. La distribution de la pluie dans les saisons dépend de la distance des différents points à la mer. Suivant qu'ils sont plus rapprochés de la côte occidentale ou orientale, le cours des saisons est analogue à celui de la côte correspondante. Quelques endroits situés au milieu de la presqu'île ont des pluies partielles pendant toute l'année, ou bien elles ont deux *maxima* dans l'année.

La quantité d'eau qui tombe dans ces contrées dans l'espace de quelques mois est plus considérable que celle de toute l'année chez nous. Dans les lieux situés près de la mer, on peut admettre qu'il tombe de 190 à 320 centimètres d'eau pendant l'année. Ajoutons qu'il ne pleut que pendant quelques mois et seulement durant une ou deux heures de la journée, ce qui rend le contraste encore plus frappant. Les gouttes d'eau sont énormes, très-serrées, et arrivent à terre avec une grande force. Mais, si on pénètre dans l'intérieur des terres ou si l'on s'élève à des hauteurs considérables, la quantité de pluie diminue. A Seringapatam, dans l'Inde, et à Bogota en Amérique, elle est à peine supérieure à celle qu'on observe en Allemagne.

PLUIES DANS DES LATITUDES PLUS ÉLEVÉES. — La périodicité des pluies disparaît à mesure qu'on s'éloigne de l'équateur. Toutefois nous manquons de données certaines pour déterminer d'une manière positive la transition d'un système de climat à un autre. Tandis qu'entre les tropiques les plus grandes quantités de pluie tombent pendant que le soleil est au zénith, c'est-à-dire dans une saison qui correspond à notre été, au nord des tropiques, c'est surtout en hiver qu'il pleut abondamment. Si nous désignons par 100 la quantité de pluie annuelle, nous avons pour le petit nombre de lieux où l'on a observé jusqu'ici :

QUANTITÉS RELATIVES DE PLUIE DANS LES DIVERSES SAISONS.

	MADÈRE.	LISBONNE.	MAFRA.
Hiver.	50,6	39,9	53,4
Printemps.	16,3	33,9	27,5
Été.	2,8	3,4	2,7
Automne.	30,8	22,8	16,4

Ainsi c'est surtout en hiver qu'il pleut sous ce parallèle, et la quantité d'eau qui tombe en été est tout à fait insignifiante. On trouve le même rapport sur la côte N.O. de l'Afrique et dans les îles Canaries. Ce contraste entre les climats situés des deux côtés des alizés est très-remarquable; c'est une transition brusque et nullement ménagée comme on aurait pu le croire *à priori*. J'insiste sur ce fait pour montrer combien il est en contradiction avec les assertions hasardées des anciens météorologistes.

Ce changement brusque se déduit aisément de ce que j'ai dit en général de la précipitation des vapeurs aqueuses. Le plus souvent elle reconnaît pour cause un mélange de couches d'air à températures inégales. Or des vents variables amènent souvent cette rencontre. En été, le vent régulier de l'est s'étend jusque dans le voisinage des côtes de Portugal (pag. 43); de là, moins de perturbations dans l'équilibre de l'atmosphère. La formation des nuages est donc beaucoup plus rare que pendant les vents variables de l'hiver.

VENTS PLUVIEUX EN EUROPE. — En réunissant tout ce que l'on sait sur les différents climats de l'Europe, nous sommes conduits à établir trois régions hyétographiques : 1° celle de l'Angleterre et de la France occidentale, qui s'étend en se modifiant jusque dans l'intérieur du continent; 2° celle de la Suède et de la Finlande; 3° celle des bords de la Méditerranée. Les limites de ces régions ne sont pas toujours rigoureusement définies; on ne les reconnaît clairement que dans les points où elles sont marquées par de grandes chaînes de montagnes. Partout ailleurs on trouve des transitions bien ménagées. Les différences de ces trois groupes consistent dans la direction différente des vents pluvieux et dans la distribution de la quantité d'eau qui tombe chaque année.

Considérons cette partie de l'Europe qui se trouve au nord des Alpes et des Pyrénées : la prédominance des vents d'ouest, une vaste mer d'un côté, un grand continent de l'autre, sont les circonstances déterminantes de la distribution des pluies. Si le vent de N.E. régnait toujours, même à une hauteur considérable, il ne pleuvrait jamais; car il passe

sur des terres avant d'arriver dans les basses latitudes où l'élévation de la température éloigne les vapeurs de leur point de condensation. Si le S.O , au contraire, soufflait sans relâche, il pleuvrait toujours, car, dès que l'air humide se refroidit, la vapeur d'eau se précipite. Malgré leurs alternances, ces vents conservent toujours leur caractère relatif. Si nous cherchons avec M. **de Buch** combien de fois chaque vent amène la pluie, ces résultats deviendront évidents. Sur 100 pluies qui tombent à Berlin, les différents vents ont soufflé dans les proportions suivantes :

N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.O.	O.	N.O.
4,1	4,0	4,9	4,9	10,2	32,8	21,8	14,4

Ainsi presque point de pluies avec les vents du N.E., tandis que la moitié au moins sont amenées par les vents de l'ouest et du S.O. Mais les vents ne soufflent pas tous un nombre égal de fois dans le cours de l'année. Il faut donc diviser le nombre de fois que chaque vent a soufflé par le nombre correspondant à chaque vent dans la table précédente ; nous obtenons alors les nombres suivants :

N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.O.	O.	N.O.
5,8	8,1	8,8	6,9	3,8	2,8	4,2	4,5

La loi est toujours la même : sur neuf fois que le vent d'est souffle il ne pleut qu'une fois, tandis qu'il pleut une fois sur trois par celui de S.O. On reconnait aussi l'influence des saisons. Tandis qu'il pleut souvent en hiver par les vents d'est ou de nord, ces mêmes vents sont presque toujours secs en été. Ce fait concorde très-bien avec ce que nous avons dit de l'humidité relative des différents vents; car avec les vents d'est l'air est très-sec en été, mais très-humide en hiver.

Les pluies amenées par des vents de N.E. sont même fort différentes de celles qui viennent avec ceux de S.O. Quand le vent de N.E. se met à souffler tout à coup, la température baisse, de larges gouttes de pluie tombent en abondance pendant quelques instants; puis le ciel redevient serein. Par les vents de S.O. la pluie est fine et dure longtemps.

Ainsi les pluies sont dues en général au refroidissement et à la précipitation des vapeurs amenées par les vents de S.O. Dans les latitudes élevées, les vents de N.E., au contraire, viennent refroidir subitement des masses d'air qui ne peuvent plus contenir les vapeurs à l'état élastique. Les vents se succédant les uns aux autres avec une certaine régularité que nous traiterons en détail dans la Barométrie, il doit en résulter une succession assez régulière dans les changements de temps; c'est de celle-ci que nous allons nous occuper pendant quelques intants.

Quand le temps a été au beau pendant longtemps et qu'un vent du S.O. commence à souffler dans les régions supérieures de l'atmosphère, alors on voit paraître des *cirrus* qui recouvrent tout le ciel. Au-dessous d'eux se forme souvent une couche de *cumulus* qui laissent échapper une pluie légère. Le vent tourne à l'ouest, les nuages s'épaississent, la pluie tombe plus abondamment et l'air devient plus froid. Avec le vent du nord ou du N.O. la pluie continue, quoique le thermomètre baisse. En hiver, la pluie passe à l'état de neige. Si la pluie ne cesse pas complétement avec le vent du nord, elle n'est cependant pas continue, on voit le bleu du ciel dans les intervalles qui séparent les nuages. Des ondées alternent avec des rayons de soleil, surtout par le vent de N.E.; mais, si le vent passe à l'est ou au sud, alors le ciel se couvre de petits *cumulus* arrondis, ou bien il devient complétement serein.

Ces phénomènes se succèdent d'une manière à peu près uniforme sur de grandes surfaces. Des chaînes de montagnes ont seules le pouvoir de modifier un peu la succession des phénomènes. Si elles s'étendent du nord au sud, elles arrêteront le vent de S.O., et il pleuvra davantage sur leur versant occidental que sur le versant oriental. Aussi n'est-ce pas le S.O. qui est le vent pluvieux dans l'Allemagne méridionale; mais c'est l'ouest et le N.O., parce que les vents de S.O. ont perdu l'eau dont ils étaient chargés lorsqu'ils sont arrivés de l'autre côté des Alpes.

La même chose se passe dans la presqu'île scandinave. Sur la côte occidentale de la Norvége, la pluie tombe pendant des journées entières par les vents de S.O.; les sommets des Alpes scandinaves sont couverts de brume, et de l'autre côté de la chaîne quelques grains seulement troublent la sérénité du ciel de la Suède. Les vents de mer ont perdu l'humidité dont ils étaient chargés en traversant le large plateau qui sépare les deux pays, aussi pleut-il plus souvent en Suède par les vents d'est que par ceux d'ouest. La preuve que cela ne tient pas aux vapeurs qui s'élèvent de la Baltique, c'est qu'on trouve une relation semblable en Finlande. Là où cette région à vents d'est pluvieux touche à celle des vents d'ouest pluvieux, il pleut indifféremment par tous les vents; c'est ce que l'on remarque à Pétersbourg. Nous manquons encore d'observations assez nombreuses pour poursuivre ces lois jusque dans leurs détails.

Je renvoie les considérations sur le climat méditerranéen à la suite du chapitre suivant.

RÉPARTITION DE LA PLUIE DANS LES DIFFÉRENTES SAISONS. — Si on mesure la quantité de pluie qui tombe dans les diverses parties de l'Europe, on trouve qu'elle est d'autant moindre, toutes choses égales d'ailleurs, qu'on s'éloigne davantage des bords de la mer. Ainsi sur la côte occidentale d'Angleterre, il en tombe 95 centimètres par an.

Sur la côte orientale et dans l'intérieur du pays, il n'en tombe plus que 65 centimètres. En passant sur le pays, les vents occidentaux se sont déjà déchargés d'une grande partie de l'eau qu'ils tenaient en suspension. Sur les côtes de France et de Hollande, la quantité de pluie est de 68 centimètres; dans l'intérieur, 65 centimètres; dans les plaines de l'Allemagne, 54; et à Pétersbourg et Bude, 43 à 46 centimètres [1]. Nous arriverons au même résultat en comptant dans chaque pays le nombre de jours de pluie, comprenant sous cette dénomination tous ceux pendant lesquels il a plu peu ou beaucoup. En Angleterre et dans la France occidentale, il y a en moyenne 152 jours de pluie par an; dans l'intérieur de la France, 147; dans les plaines de l'Allemagne, 141; à Bude, 112; à Kasan, 90; et dans l'intérieur de la Sibérie, 60 seulement.

Non-seulement il tombe moins de pluie dans la partie orientale que dans les régions occidentales de l'Europe, mais cette pluie est répartie différemment entre les diverses saisons. Si nous exprimons par 100 la quantité annuelle de pluie, nous trouvons pour celle qui tombe dans chaque saison les nombres suivants :

QUANTITÉS PROPORTIONNELLES DE PLUIE EN EUROPE DANS LES DIVERSES SAISONS.

	ANGLETERRE occidentale	INTÉRIEUR de l'Angleterre	FRANCE occidentale	FRANCE. orientale.	ALLEMAGNE.	PÉTERSBOURG
Hiver. . .	26,4	23,0.	23,4	19,5	18,2	13,6
Printemps.	19,7	20,5	18,3	23,4	21,6	19,4
Eté. . . .	23,0	26,0	25,1	29,4	37,1	36,5
Automne .	30,9	30,4	33,3	27,3	23,2	30,5

(*Voy.* l'Appendice, fig. 15.)

Au printemps, il tombe partout le cinquième environ de la quantité totale; nous ne nous occuperons donc point de cette saison, afin de porter

[1] La quantité moyenne annuelle de pluie qui est tombée à Paris de 1689 à 1754 est, suivant M. Arago (*Annuaire pour* 1824), de 456mm. De 1805 à 1822, il est tombé à Paris, en moyenne, 508mm d'eau par an, et à Londres, de 1812 à 1827, 633mm, suivant Howard. Entre 1831 et 1841, cette quantité a été à Londres de 460mm (l'*Institut*, 10 novembre 1841), à Maestricht de 704mm entre 1823 et 1833 (Crahay, *Mém. acad. de Bruxelles*, t. X). Dans la France occidentale la quantité annuelle de pluie est aussi fort considérable. Bordeaux, 657mm, la Rochelle, 654mm. Elle est cependant moindre que dans l'est; car, à Strasbourg, d'après seize années d'observations, il tombe 691mm, et à Mulhouse 768mm de pluie annuellement. Ce dernier nombre a été déduit d'une série de six années seulement. (Voyez Kaemtz, *Lehrbuch der Meteorologie*, t. I, p. 455 à 459.) M.

toute notre attention sur l'hiver et l'été. Comparons ces deux saisons et représentons par 1 la quantité de pluie qui tombe en hiver; celle qui tombe en été sera exprimée par les nombres suivants :

QUANTITÉ RELATIVE DE PLUIE EN ÉTÉ.

Angleterre occidentale.	0,868
Angleterre orientale.	1,151
France occidentale.	1,071
France orientale.	1,540
Allemagne.	2,042
Pétersbourg.	2,670

Ainsi, tandis que dans l'Angleterre occidentale la quantité d'eau qui tombe en été est à celle qui tombe en hiver comme 9 est à 10, ce rapport change complétement à mesure qu'on pénètre dans le continent. Sur les côtes occidentales de la France, les quantités d'eau sont à peu près égales. En Allemagne, il tombe deux fois plus d'eau en été qu'en hiver; et à Pétersbourg, la quantité de pluie en hiver est seulement un peu plus du tiers de celle qui tombe en été. Les jours de pluie suivent les mêmes lois. Sur les côtes occidentales de l'Angleterre, ils sont plus nombreux en hiver qu'en été; tandis que, dans l'intérieur de la Sibérie, il pleut quatre fois plus souvent en été qu'en hiver [1].

Nous aurons souvent par la suite l'occasion de revenir sur les lois que nous avons établies. Ajoutons seulement que l'état nuageux du ciel et le temps plus ou moins long pendant lequel il est serein en sont la conséquence la plus immédiate. Pendant des jours tout entiers le soleil est invisible en Angleterre, tandis qu'un ciel serein s'étend sur l'Europe continentale; en été, c'est précisément le contraire.

Ces différences climatologiques tiennent à deux causes. A latitude

[1] On doit à M. de Gasparin un travail étendu sur la distribution des pluies en Europe. Désignant par 100 la quantité annuelle des pluies, il exprime en parties aliquotes de ce nombre les quantités qui tombent dans les diverses saisons, qu'il divise autrement que la plupart des météorologistes; car les mois d'été sont juillet, août et septembre. Ceci posé, il partage l'Europe en deux régions : l'une au N.E., où la plus grande quantité de pluie tombe en été; l'autre au S.O., où elle tombe en automne. La région des pluies automnales s'étend jusqu'à l'Atlas. L'Allemagne continentale appartient à celle des pluies estivales. Paris se trouve sur la limite des deux régions. (Voyez *Bibliothèque universelle*, t. XXXVIII, p. 54 et 264.)

Quand un mois est très-pluvieux, les gens du monde sont prompts à s'imaginer que le climat du lieu qu'ils habitent, ou même celui du monde entier, se détériore. C'est ce qui eut lieu à Paris au mois d'avril 1837. Pour mettre fin à ces bruits ridicules, M. Arago ouvrit les registres de l'Observatoire et fit voir que la quantité de

égale, l'air est plus chaud au-dessus de la mer Atlantique qu'au-dessus de la terre. Quand les vents d'ouest chargés de vapeur d'eau commencent à souffler, celle-ci se précipite dès qu'ils sont en collision avec les vents plus froids du continent. Ajoutez à cela que les nuages sont beaucoup plus bas en hiver qu'en été, et se laissent arrêter par des chaînes de montagnes peu élevées. En été ils passent par-dessus et vont verser l'eau dont ils sont chargés dans l'intérieur des continents ; cette dernière circonstance est d'autant plus influente, que la plupart des pluies d'été sont dues aux courants ascendants qui entraînent les vapeurs et les nuages vers les parties supérieures de l'atmosphère; phénomène qui se reproduit bien plus souvent sur le continent qu'en Angleterre, par exemple.

C'est en Scandinavie qu'on voit sur un petit espace le passage d'un climat marin à un climat continental. A Bergen, il tombe annuellement 2m,25 d'eau, c'est-à-dire plus qu'en aucune autre ville de l'Europe, et plus que sur bien des points situés entre les tropiques. Cela vient de ce que les nuages sont poussés par les vents de S.O. dans les fiords de la Norvége, où ils sont arrêtés par les montagnes; ils s'y accumulent, et l'eau en est pour ainsi dire mécaniquement exprimée. En Suède, il ne tombe en moyenne que 54 centimètres d'eau, et le rapport entre les pluies d'été et celles d'hiver est complétement changé; car, tandis qu'en Norvége la quantité d'eau qui tombe en été n'est que les trois quarts de celle de l'hiver, on trouve en Suède des localités où les rapports sont les mêmes que sur le continent.

PLUIES SUR LES COTES DE LA MÉDITERRANÉE. — L'Atlan-

pluie tombée en avril 1837, qui s'élevait à 65mm, était inférieure à celle de quatre années, antérieures où elle avait été :

En 1829 de 69mm
En 1821 de 68
En 1818 de 66
En 1833 de 64

En avril 1833, les jours de pluie furent au nombre de 17. Or voici leur nombre dans d'autres années :

1833.	29 jours.
1829.	25
1830.	22
1804.	19
1818.	18
1821.	18
1805.	17

Il en est de même des conséquences que l'on tire des températures moyennes peu élevées que l'on observe dans certains mois. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. IV, p. 653 et 822, 1837.) M.

tique est le grand réservoir des pluies pour les régions de l'Europe que nous avons considérées jusqu'ici, mais elle n'a que peu d'influence sur les climats des pays situés au nord de la Méditerranée. Les vents d'ouest se déchargent de l'eau qu'ils contenaient sur les Pyrénées, les montagnes de la péninsule Ibérique et celles du midi de la France. Le S.O. venant de l'équateur règne concurremment avec le sud, engendré par les déserts brûlants du Sahara, et qui donne lieu à beaucoup de tourbillons locaux, tandis que les vents du nord soufflent sur la Méditerranée (*voyez* p. 42). Ce vent se distingue par sa sécheresse et sa température élevée; aussi, quand le courant ascendant entraîne les vapeurs en haut, celles-ci arrivent dans un air sec et ne se condensent pas, surtout si le vent souffle avec violence.

La vallée du Rhône, dans le midi de la France, est arrosée par une quantité de pluie annuelle à peine supérieure à celle qui tombe en Allemagne; mais sa répartition entre les diverses saisons est bien différente, car en été il tombe à peine 10 pour 100 de la quantité totale, et 40 pour 100 en automne. Si, partant du bord de la mer, on remonte la vallée, la quantité de pluie qui tombe en été augmente à chaque pas, et on trouve les rapports qui existent dans l'est de la France. Encore à Genève on reconnaît l'influence du climat méditerranéen[1].

L'Italie montre, sous le rapport de la distribution des pluies, des différences locales fort remarquables; nous ne saurions les poursuivre dans leurs détails, à cause du manque d'observations. Non-seulement les vents pluvieux ne sont pas les mêmes qu'en Europe, mais on trouve des différences entre ceux des plaines de la Lombardie et ceux de la côte occidentale. A Padoue, il pleut le plus souvent par les vents du nord et

[1] Le tableau suivant, dû à M. Bravais, montre le mode de distribution de la pluie suivant les diverses saisons de l'année dans la vallée de la Saône et du Rhône, soit au nord, soit au sud du parallèle de Viviers. Il a mis en regard les nombres relatifs Genève et à Milan, à cause de la proximité de ces villes et de la transition qu'elles établissent entre le climat de la vallée du Rhône et celui de l'Allemagne et de l'Ialie; enfin, parce que ces nombres doivent inspirer une grande confiance, étant la moyenne d'un *très-grand nombre* d'années d'observations :

	BASSIN DU RHÔNE		GENÈVE.	MILAN.
	au nord de Viviers.	au sud de Viviers.		
	mm.	mm.	mm.	mm.
Hiver.	19,6	22,0	21,6	20,9
Printemps. . . .	23,8	24,7	21,8	24,1
Été.	22,0	12,6	29,7	23,4
Automne. . . .	34,6	40,6	26,9	31,6
Année.	100,0	100,0	100,0	100,0

de N.E.; car un tiers de la quantité totale de pluie tombe avec le premier de ces deux vents. Les vents de sud et de S.O. n'amènent que le vingtième de la quantité totale. Si nous notons la fréquence des vents, nous verrons que les vents de sud et de S.O. souffleront 10 fois sans qu'il tombe de la pluie, tandis que le N.E. ne souffle jamais 4 fois sans qu'il pleuve; on voit que c'est précisément le contraire de ce qui se passe en Allemagne. Mais les vents du nord qui amènent si souvent la pluie à Padoue ne soufflent qu'à la surface du sol; les vents de sud, qui règnent dans les régions supérieures de l'atmosphère, accumulent les nuages contre les Alpes, et le vent du nord qui se réfléchit sur les montagnes les ramène sur les plaines de la Lombardie. Au contraire, si les nuages élevés vont du nord au sud, on peut compter sur le beau temps.

A Rome, il pleut par les vents de nord et de sud, rarement avec des vents intermédiaires. Quant à la fréquence, sur 12 fois que souffle le vent du nord, il amène une fois la pluie, tandis que celui du sud ne souffle pas 3 fois sans qu'il tombe de l'eau. A Padoue, le vent du nord se réfléchit sur les Alpes; à Rome, la pluie vient des Apennins, qui sont situés à l'est de cette ville.

En examinant la répartition de la pluie en Italie, nous devons distinguer les côtes de la mer Adriatique, et en particulier la Dalmatie, des contrées situées au delà des Apennins. Sur toute la côte occidentale, 10 pour 100 de la quantité annuelle de pluie tombent en été. Ce fait était déjà connu des anciens quand ils disaient qu'en Italie il ne pleut pas par les vents *étésiens*[1]; il en est de même en Grèce. Le courant du Sahara est très-fort dans les régions supérieures, et les vapeurs qui s'élèvent ne sauraient saturer cet air sec et chaud. Cela n'arrive que si la régularité des vents est troublée et lorsque le courant ascendant souffle avec beaucoup de force; alors le ciel se couvre; bientôt il y a des grains et des orages, mais les nuages ne tardent pas à disparaître de nouveau.

Dès qu'on traverse les Apennins, on constate d'autres relations; le courant supérieur n'est plus dominant : cela est surtout frappant dans la grande plaine du Pô. Sur les côtes de la mer Adriatique, on trouve des rapports analogues, quoique moins tranchés que sur la côte occidentale; en remontant vers le nord, les pluies d'été augmentent sans cesse, les pluies d'hiver diminuent, et, sous ce rapport, le climat de de Turin est tout à fait comparable à celui de l'Allemagne[2].

Il paraît qu'il en est de même sur toutes les côtes de la Méditerranée;

[1] Venti modo adducunt nubes, modo diducunt, ut per totum orbem pluviæ dividi possent. In Italiam Auster impellit, Aquilo in Africam rejicit : Etesiæ non patiuntur apud nos nubes consistere. Iidem totam Indiam et Æthiopiam continuis per id tempus aquis irrigant. (SENEC., *Quest. Nat.* V, 18.)

[2] Dans son bel ouvrage, intitulé *Tableau du climat de l'Italie* (Copenhague, 1839).

en Syrie, aussi bien que dans le nord de l'Afrique, il pleut rarement en été, fréquemment en hiver. De là ce ciel toujours serein en été dont les voyageurs ne parlent qu'avec enthousiasme. On comprend qu'un pareil climat ait une grande influence sur la végétation; celle des côtes septentrionales de la Méditerranée est caractérisée par un grand nombre d'espèces particulières. Ces espèces, signalées d'abord autour de Montpellier et de Marseille, se retrouvent sur toute la côte occidentale; mais, dès qu'on traverse le col de Tende, on voit une végétation qui se rapproche de celle de l'Allemagne. Ces différences ne tiennent point uniquement à celle qui existe entre les températures moyennes, mais aussi à l'influence d'une température plus uniforme.

La répartition des pluies en Europe, et en particulier les pluies d'été de l'Allemagne et celles d'automne de l'Italie, ont été déduites par M. **Dove** d'une loi un peu différente. Comme la vapeur d'eau se précipite abondamment lorsque deux vents sont en lutte, il les explique par la plus grande extension de l'alizé en été. Alors les courants supérieurs

M. Schouw a divisé ce pays, sous le point de vue hyétographique, en quatre bandes principales :

La première, appelée *bande des Alpes*, comprend vingt-trois stations situées au nord du versant méridional des Alpes, telles que Udine, Bellune, Conegliano, Feltre, Castelfranco, etc. La quantité annuelle moyenne de pluie qui y tombe est de 1m,363.

La *bande transpadane* comprend Trieste, Venise, Mantoue, Milan, etc. La quantité annuelle de pluie est de 0m,869.

Dans la *bande cispadane*, où se trouvent Parme, Bologne, Ferrare, etc., elle descend à 0m665.

Enfin, dans la *bande des Appennins*, qui comprend toutes les villes occupant le revers occidental et le revers oriental de cette chaîne, depuis Gênes jusqu'à Palerme, la quantité de pluie va en diminuant du nord au sud; car elle est considérable à Gênes et à Lucques; moitié moindre à Rome et à Palerme, et encore moindre à l'est des Apennins. Aussi à Lecce et Terano il ne tombe que 0m,488 d'eau par an.

J'ai extrait des tableaux de M. Schouw la quantité moyenne de pluie qui tombe dans les différentes saisons de l'année dans chacune des bandes qu'il a tracées.

QUANTITÉ MOYENNE DE PLUIE DANS LES DIVERSES SAISONS EN ITALIE.

RÉGIONS.	PRINTEMPS.	ÉTÉ.	AUTOMNE.	HIVER.
	mm	mm	mm	mm
Bande des Alpes.	321	394	480	304
Bande transpadane. . . .	210	229	291	197
Bande cispadane.	137	137	219	140
Bande des Apennins. . .	210	121	321	263

On reconnaît à la fois dans ce tableau l'influence de la latitude et celle des montagnes. Ainsi la quantité annuelle diminue à mesure qu'on s'avance vers le sud; et le voisinage des montagnes détermine de fortes pluies au printemps, en automne et en hiver. M.

de S.O. ne touchent le sol que dans les hautes latitudes, tandis qu'en hiver ils y arrivent déjà dans les latitudes plus basses. C'est pourquoi la plus grande quantité d'eau qui tombe en été dans le nord de l'Europe est due à la collision des deux vents. Aux équinoxes, ils touchent la terre dans la région méditerranéenne; de là les violentes averses de l'automne dans ces pays. Lorsque la déclinaison du soleil est australe, les pluies d'hiver inondent le nord de l'Afrique; au printemps, la lutte a lieu dans le sud de l'Europe, où dans cette saison les pluies sont abondantes.

Quoique cette théorie, qui a tant de rapports avec celle de la répartition des pluies entre les tropiques, nous explique plusieurs points obscurs, nous ne devons cependant pas oublier les relations qui existent entre les pays situés au nord et au sud de la Méditerranée. Au printemps et en automne, époques où le courant du Sahara commence et finit, des remous, semblables à ceux qui accompagnent les changements des moussons, déterminent des pluies fréquentes. Mais les pluies hibernales, si abondantes sur la côte occidentale de l'Europe, ne peuvent point s'expliquer autrement que nous ne l'avons fait.

Il est à regretter que nous ne possédions pas un plus grand nombre de renseignements sur la distribution des pluies dans le reste du monde. Les observations existantes sont insuffisantes. Faisons seulement observer que les côtes occidentales des deux Amériques se distinguent par des pluies hibernales abondantes, tandis que c'est le contraire sur la côte orientale; le manque total de séries continues faites dans ces parages ne permet pas d'établir des lois plus précises.

IV

DISTRIBUTION DE LA TEMPÉRATURE

A LA SURFACE DU GLOBE.

Nos recherches sur les modifications de l'atmosphère ont commencé par l'étude de la chaleur; nous en avons déduit la théorie des vents et des hydrométéores. A leur tour, ces deux ordres de phénomènes exercent la plus grande influence sur la marche de la température, et déterminent les anomalies qu'elle présente. C'est le sujet dont nous allons nous occuper spécialement.

AFFAIBLISSEMENT DE L'INTENSITÉ CALORIFIQUE DANS LE PASSAGE DE LA CHALEUR A TRAVERS LES CORPS. — Les rayons calorifiques subissent, comme les rayons lumineux, quelques modifications dans leur passage à travers les corps. Quoique les milieux transparents soient aussi ceux qui laissent passer la chaleur avec le plus de facilité, il y a cependant à cet égard des différences notables entre les diverses substances. Ainsi, un corps diathermane laisse passer tous les rayons calorifiques sans s'échauffer lui-même. Si l'on donne à un morceau de glace bien pure la forme d'une lentille, de l'amadou placé à son foyer pourra s'enflammer par l'action seule des rayons solaires sans que la glace soit fondue.

Pour s'assurer si un corps est diathermane, on place d'abord un thermomètre sensible au foyer d'un miroir concave qui réfléchisse sur la cuvette de l'instrument la lumière d'une bougie : un autre est suspendu librement à l'air. La différence des indications des deux instruments montre l'influence de la source calorifique. Supposons que cette différence soit de 3°. Interposez maintenant entre le miroir et la bougie une plaque de la substance que vous voulez éprouver; le thermomètre ne s'élèvera plus autant. Admettons que la différence des deux thermomè-

tres ne soit plus que d'1°,5. Il résulte de cette expérience que la plaque n'a laissé passer que la moitié des rayons calorifiques, tandis que l'autre moitié a contribué à l'échauffer elle-même. Si nous augmentons le nombre de plaques du même corps ou l'épaisseur de ce corps, la proportion des rayons absorbés sera de plus en plus grande; car on peut toujours le supposer composé de plaques semblables à la première, et dont chacune absorbe la même proportion de chaleur. Pour plus de simplicité, imaginons qu'il arrive 100 rayons et que la première plaque en absorbe $\frac{1}{10}$, la seconde ne recevra plus que $100 - 10 = 90$ rayons. Celle-ci en absorbera de nouveau $\frac{1}{10}$, c'est-à-dire 9. La troisième recevra donc $90 - 9 = 81$ rayons, et en absorbera 8,1; la quatrième recevra 72,9 rayons, et ainsi de suite. En exprimant ces relations d'une manière mathématique, on peut ramener tous ces corps à une même épaisseur, et calculer la quantité relative de chaleur qu'ils ont absorbée.

Les expériences de ce genre, conduites avec soin, nous amènent non-seulement à reconnaître la diathermanéité différente des corps, mais à diviser les sources calorifiques en deux ordres : celles qui sont lumineuses, telles que le soleil, la lumière d'une bougie, des métaux incandescents; et celles qui émettent uniquement des rayons calorifiques obscurs, telles qu'un vase rempli d'eau chaude. Tout prouve que les corps diathermanes absorbent une proportion beaucoup plus considérable de rayons obscurs que de rayons lumineux. Sans chercher à expliquer ce fait, qu'il nous suffise de faire observer qu'il est d'une haute importance pour l'intelligence de tout ce qui va suivre.

AFFAIBLISSEMENT DE LA CHALEUR SOLAIRE PENDANT SON PASSAGE A TRAVERS L'ATMOSPHÈRE. — Si par un beau jour on suit la marche du soleil, on reconnaîtra, sans le secours d'aucun instrument, que l'intensité de sa chaleur diminue avec sa hauteur, parce que l'atmosphère absorbe une partie des rayons lumineux. A mesure que le soleil s'abaisse vers l'horizon, les rayons sont obligés de traverser une plus grande épaisseur d'atmosphère pour arriver jusqu'à nous. Au moment de son coucher, sa lumière est si faible, que nous pouvons le contempler à l'œil nu. Il en est de même de son pouvoir calorifique. Prenez une lentille lorsque le soleil passe au méridien et mesurez le temps nécessaire pour enflammer de l'amadou, par exemple; il faudra d'autant plus de temps pour l'allumer que le soleil sera plus près de l'horizon, et cela sera même impossible lorsque l'astre ne sera plus qu'à quelques degrés au-dessus de l'horizon.

Pour mesurer exactement cet affaiblissement, il faut employer un thermomètre garanti suffisamment contre le vent et d'autres influences. **De Saussure** a nommé cet instrument *héliothermomètre*. Prenez une boîte dont l'intérieur soit tapissé de corps noirs et mauvais conducteurs

de la chaleur, et fermée d'un côté par des lames de verre transparentes; puis placez-y un thermomètre à boule noircie et orientez l'appareil de manière que les rayons du soleil frappent perpendiculairement ces lames de verre. **Herschell** a proposé un appareil peu différent et l'a nommé *actinomètre*. Mais l'héliothermomètre est plus facile à construire et rend les mêmes services.

Si l'on expose cet appareil durant une minute aux rayons du soleil, le thermomètre monte; toutefois une petite correction est ici nécessaire. Supposons que l'instrument ait une température inférieure à celle du milieu dans lequel il se trouve, le thermomètre monterait sans l'influence directe du soleil; il indiquera donc une température trop élevée. Pour trouver la correction, il faut observer pendant trois minutes. Après avoir disposé convenablement l'appareil, on place un écran entre le soleil et lui, et on lit les indications du thermomètre pendant cet espace de temps : supposons qu'il ait monté de 0°,3. On enlève alors l'écran; dans la minute pendant laquelle il reçoit les rayons solaires il montera de 1°,5, par exemple. Puis on replace l'écran, et dans la troisième minute il s'élèvera, je suppose, de 0°,1. Ainsi, sous l'influence du milieu ambiant, il a monté dans la première minute de 0°,3; dans la troisième, de 0°,1; dans la seconde minute il a dû s'élever par conséquent de

$$\frac{0,3 + 0,1}{2} = 0°,2.$$

Ainsi le soleil a fait monter le thermomètre pendant la seconde minute de 1°,5 — 0°,2 = 1°,3. Si l'instrument avait baissé dans la première et dans la troisième minute, il faudrait ajouter la moyenne de ces abaissements à l'action solaire. Pour éviter les erreurs d'observation, on observe pendant 11 minutes. Le thermomètre est exposé à la lumière solaire dans les deuxième, quatrième, sixième, etc., minutes; puis on prend la moyenne de cinq observations.

Des mesures de ce genre, faites pendant des jours parfaitement sereins, montrent que l'action solaire croît avec la hauteur de l'astre audessus de l'horizon. En voici un exemple.

Hauteur du soleil.	Ascension de l'héliothermomètre.
40° 30′	2° ,16
37 35	2 ,03
24 30	1 ,77
21 30	1 ,50

Pour déduire de ce genre d'expériences l'affaiblissement de la lumière solaire à son passage à travers l'atmosphère, il faut connaître

exactement le trajet des rayons dans l'atmosphère, et la quantité dont le thermomètre monterait s'il se trouvait aux limites de l'atmosphère, c'est-à-dire si les rayons n'étaient point affaiblis. On ne peut déterminer directement ces deux éléments ; mais, si nous supposons l'atmosphère limitée par un plan parallèle à l'horizon, ce qui est vrai, jusqu'à une hauteur d'environ 20°, et si nous désignons par 1 la plus courte distance de l'observateur à ce plan, nous pouvons exprimer la longueur des trajets des rayons lumineux en multiples de cette unité. Répétant l'expérience aux différentes hauteurs du soleil, nous en conclurons approximativement la quantité dont l'instrument monterait s'il était aux limites de l'atmosphère. Avec celui dont je me suis servi, cette quantité est de 3°,2. Ainsi, lorsque le soleil a une hauteur de 40°30′, les deux tiers seulement des rayons arrivent à la terre; à celle de 21°30′, la moitié : le reste est absorbé par l'atmosphère ou réfléchi vers la terre et les espaces célestes.

Pour exprimer cette valeur, qui dépend de la hauteur du soleil, il est préférable de chercher combien de rayons seraient arrivés à la terre, le soleil étant au zénith. Si nous désignons par 100 le nombre des rayons qui arrivent à l'atmosphère dans les jours les plus sereins, 70 ou 80 à peine parviennent jusqu'à la terre. Ainsi le quart est absorbé ou réfléchi par l'atmosphère. Le nombre total des rayons qui arrivent au sol dans un jour n'est que la moitié de celui qui tombe sur l'atmosphère. Cela est vrai pour un jour parfaitement serein; mais, en comptant les jours sereins et les jours couverts, on voit que la terre ne profite que d'une bien minime partie des rayons qui arrivent à l'atmosphère.

La chaleur que la terre reçoit du soleil rayonne vers l'espace; mais, comme c'est de la chaleur obscure, il est probable qu'elle éprouve une difficulté beaucoup plus grande à traverser l'atmosphère que les rayons lumineux du soleil. Quand la transparence de l'air est troublée par des vapeurs, les rayons obscurs et les rayons lumineux éprouvent une résistance encore plus grande dans leur marche; mais, si elles empêchent l'échauffement du sol par les rayons du soleil, elles s'opposent aussi à son refroidissement par rayonnement [2].

TEMPÉRATURE DE LA TERRE ET DE L'ESPACE. — Jus-

[1] M. Pouillet a imaginé deux instruments beaucoup plus parfaits que celui d'Herschell pour estimer la quantité de chaleur solaire absorbée par l'atmosphère. L'un est le *pyrhéliomètre direct*, l'autre le *pyrhéliomètre à lentille*. Celui-ci se compose d'une lentille de 24 à 25 centimètres de diamètre, d'une distance focale de 60 à 70 centimètres, au foyer de laquelle se trouve un vase de plaqué d'argent contenant environ 600 grammes d'eau dans laquelle plonge la cuvette d'un thermomètre. La forme du vase et la disposition de la lentille sont combinées de telle sorte que pour toutes les hauteurs du soleil les rayons tombent perpendiculairement sur la lentille et sur la face du vase couverte de noir de fumée, qui est destinée à les recevoir au foyer et à les absorber. (Voyez, pour la description de ces deux instru-

qu'ici nous avons considéré le soleil comme la seule source de chaleur qui réchauffe notre globe; mais **Fourier** a fait voir qu'il existait deux autres causes très-influentes, savoir : la chaleur propre de la terre et celle de l'espace. Quoique leur action ne puisse modifier en rien les indications du thermomètre, il est bon cependant de l'analyser en peu de mots.

Si nous enterrons des thermomètres dans le sol à différentes profondeurs et de manière que leurs cuvettes soient en contact avec la terre, les variations annuelles seront d'autant plus petites que les instruments sont plus profondément enfoncés dans la terre. A 6 ou 7 mètres environ l'instrument est stationnaire pendant toute l'année et indique un degré de température qui se rapproche beaucoup de celui de la moyenne annuelle. Cette température augmente à mesure qu'on s'enfonce davantage dans le sol. Des expériences faites dans les mines et les puits artésiens mettent ce fait général hors de doute. La nature du terrain et des circonstances locales modifient la loi de l'accroissement, qui varie entre 12 et 35 mètres pour un degré centigrade.

Dans tous les pays la température augmente avec la profondeur. Dire si cet accroissement n'a point de limites, c'est ce que l'expérience ne

ments, les *Comptes rendus de l'Acad. des Sciences*, t. VII, p. 24 (1838), et *Eléments de Physique*, t. II, p. 528, et fig. 375 et 376.)

De nombreuses expériences faites avec ces deux instruments l'ont conduit aux conséquences suivantes. Quand l'atmosphère a toutes les apparences d'une sérénité parfaite, elle absorbe encore près de la moitié de la quatité totale de chaleur que le soleil émet vers la terre, et c'est l'autre moitié seulement de cette chaleur qui vient tomber à la surface du sol et qui s'y trouve diversement répartie suivant qu'elle a traversé l'atmosphère avec des obliquités plus ou moins grandes.

Si la quantité totale de la chaleur que la terre reçoit du soleil dans le cours d'une année était uniformément répandue à sa surface et employée sans perte aucune à fondre une couche de glace qui envelopperait la terre entière, elle serait capable de fondre une couche de 31 mètres d'épaisseur.

M. Forbes a communiqué à la Société royale de Londres, le 26 mai et le 2 juin 1842, les résultats des expériences correspondantes qu'il a faites, en septembre 1832 avec M. Kaemtz, à Brienz et sur le Faulhorn, sur la transparence de l'atmosphère. La différence de niveau était de 2,119 mètres. En voici quelques-uns qui sont aussi nouveaux qu'inattendus :

1° Le faisceau des rayons calorifiques solaires, en entrant dans notre atmosphère, est composé de deux sortes de rayons, les uns facilement absorbables par l'atmosphère, les autres se refusant absolument à toute extinction; les premiers forment à peu près les 0,8 et les seconds les 0,2 du nombre total;

2° La loi d'extinction des rayons de premier ordre est une progression géométrique (suivant l'hypothèse de Bouguer, Kaemtz, etc.) telle, que la transmission *verticale* à travers l'atmosphère, prise depuis sa base (niveau des mers) jusqu'à sa limite supérieure, réduit les 80 rayons absorbables à 33.

Il résulte de cette nouvelle théorie de M. Forbes que la partie de chaleur non absorbée dans le cas de transmission verticale, au lieu d'être les 75 pour 100 de la chaleur extra-atmosphérique, n'en serait que les 53 pour 100. (Voyez *Philosophical Magazine*, septembre 1842.) M.

saurait nous apprendre, et nous en sommes réduits aux conjectures. Quelques physiciens admettent un accroissement indéfini : il en résulterait qu'on trouverait la température de l'eau bouillante à 3,200 mètres de profondeur environ, et que le centre de la terre se composerait de matières à l'état de fusion ou à l'état gazeux, dont la chaleur dépasserait tout ce que l'imagination peut se figurer. Ajoutez à cela que le globe, ayant été jadis à l'état liquide, ne s'est refroidi que par le rayonnement. La surface s'est refroidie la première, et une partie de ses pertes a été réparée par la chaleur qui se transmettait du dedans au dehors. Cette transmission a lieu incessamment; mais on a calculé que cette quantité de chaleur était insignifiante en comparaison de celle qui nous vient du soleil. Elle a été plus considérable avant que l'homme existât sur la terre. A certaines époques géologiques, tous les points du globe étaient plus chauds, et cela nous explique pourquoi nous trouvons dans les hautes latitudes des végétaux et des animaux fossiles dont les analogues ne peuvent vivre actuellement qu'entre les tropiques.

Au premier abord il semble incroyable que le noyau du globe soit incandescent, tandis qu'à la surface nous ne sentons point cette chaleur. Ce fait ne s'explique que par le peu de conductibilité des roches qui composent l'écorce terrestre. Les volcans nous ont familiarisés avec des phénomènes de ce genre La lave qui s'écoule d'un cratère de volcan possède une chaleur telle, qu'elle fond presque tous les métaux. Bientôt une croûte se forme à la surface, se rompt, et ses débris nagent dans le courant de lave comme des glaçons sur une rivière. Ils se solidifient assez vite pour que des voyageurs aient pu traverser la lave liquide en marchant sur eux. Le courant s'est-il arrêté, ces débris forment, en se réunissant, une croûte solide qui empêche la masse de se refroidir, et après plusieurs années on trouve dans l'intérieur de ces coulées une chaleur notable. **Gemellaro** a observé sur l'Etna une masse de glace sur laquelle un courant de lave avait coulé sans la fondre[1].

[1] Dans l'*Annuaire* pour 1834, M. Arago a publié une notice sur l'*Etat thermométrique du globe*. Il prouve avec sa lucidité habituelle :

1° Qu'il existe dans la terre un foyer de chaleur centrale;

2° Que depuis 2 000 ans la température générale de la masse de la terre n'a pas varié d'un dixième de degré, et cependant la surface s'est refroidie dans le cours des siècles au point de conserver à peine une trace sensible de sa température primitive;

3° Il fait voir que les changements qu'on a observés, ou cru observer, dans certains climats, ne tiennent point à des causes cosmiques, mais à des circonstances toutes locales, telles que les déboisements des plaines et des montagnes, le desséchement des marais, des travaux agricoles considérables, etc., etc. C'est ainsi qu'en comparant les observations thermométriques faites à Florence d'après les instructions de l'Académie del Cimento, vers la fin du seizième siècle, avec celles comprises entre 1820 et 1830, on a trouvé que la moyenne était restée sensiblement la même. Seulement il paraîtrait que les *hivers* sont *un peu moins froids*, les *étés un peu moins*

La terre, en tournant autour du soleil, se meut dans un milieu dont la température, vraisemblablement fort basse, nous est complétement inconnue. D'un autre côté, les astres, malgré les distances infinies qui les séparent de nous, nous envoient des rayons à la fois lumineux et calorifiques. Quelques régions du ciel étant aussi plus riches que d'autres en étoiles, la quantité de chaleur qui nous arrive des différents points de l'espace n'est pas la même. Mais, de même que les différentes indications du thermomètre pendant le cours d'une année se réduisent toutes à une moyenne, de même nous pouvons supposer que la chaleur du ciel est uniformément répandue sur toute la voûte céleste. Cette chaleur, combinée avec celle de l'espace dans lequel la terre se meut, nous donne la température que **Fourier** nommait température de l'espace, et qu'il dit être de — 50° à — 60°, tandis que M. **Pouillet** la fixe à — 140° [1].

chauds, résultat dû probablement aux déboisements opérés depuis cette époque. Aux États-Unis on observe un effet analogue à la suite des vastes défrichements dont ce pays est le théâtre. M. Arago applique ensuite ces notions au climat de la France, et fait voir que rien ne prouve qu'il ait subi des changements autres que ceux qui proviennent des travaux de l'homme. Quant à la température de l'enveloppe terrestre à une profondeur de 28 mètres, qui est celle des caves de l'Observatoire, elle n'a pas changé en un siècle, puisqu'une observation, faite par Messier en 1776, donne exactement le même chiffre qu'en 1826, savoir: 11°,8. M.

[1] Pour chercher à déterminer la température de l'espace, M. Pouillet a proposé un instrument qu'il nomme *actinomètre*. Il se compose de quatre anneaux de 2 décimètres de diamètre, garnis de duvet de cygne et reposant l'un sur l'autre pour que ce duvet ne soit pas comprimé. La peau du cygne elle-même forme le fond du cercle de chacun des anneaux. Ce système est enveloppé dans un premier cylindre, enveloppé lui-même de peau de cygne et contenu dans un cylindre plus grand. Un thermomètre repose au centre du duvet supérieur, et le bord du cylindre extérieur a une hauteur telle que le thermomètre ne puisse voir que les deux tiers de l'hémisphère du ciel. Ce rebord est percé de trous pour que l'air froid s'écoule facilement.

Cet appareil étant exposé dans un endroit découvert, et par une nuit sereine, au rayonnement du ciel, on observe d'heure en heure son thermomètre et un thermomètre voisin librement suspendu dans l'air. C'est de la différence de ces deux thermomètres, ou de l'abaissement de celui de l'actinomètre, que l'on déduit la température zénithale.

Les expériences faites avec cet instrument ont donné à M. Pouillet deux limites pour la température de l'espace, — 115° et — 175°, dont la moyenne est 140°.

Il déduit de ces recherches plusieurs conséquences générales d'un grand intérêt.

La quantité totale de chaleur que l'espace envoie dans le cours d'une année à la terre et à l'atmosphère serait capable de fondre sur notre globe une couche de glace de 26 mètres d'épaisseur.

Nous avons vu que la quantité de chaleur solaire est exprimée par une couche de glace de 31 mètres; ainsi, en somme, la terre reçoit une quantité de chaleur représentée par une couche de glace de 57 mètres.

On sera sans doute étonné que l'espace, avec sa température de — 140°, puisse communiquer à la terre une quantité de chaleur si considérable qu'elle se trouve presque égale à la chaleur moyenne que nous recevons du soleil. Cependant il faut remarquer qu'à l'égard de la terre le soleil n'occupe que les 5 millioniêmes de la

La différence de ces deux résultats montre combien cette question est difficile, et d'ailleurs la température de l'espace paraît n'avoir qu'une faible influence sur celle des couches inférieures de l'atmosphère.

En supposant une température différente dans les différentes régions de l'espace, **Poisson** en a déduit la chaleur propre de la terre. Car, tout notre système étant emporté dans le vide, il est possible qu'il ait traversé des régions très-chaudes. De là, la chaleur qu'on observe encore dans les couches profondes de la terre qui n'ont pas encore eu le temps de se refroidir.

INFLUENCE DES HYDROMÉTÉORES SUR LA TEMPÉRATURE. — Abandonnons les théories pour étudier des causes dont l'action est plus puissante et plus facilement démontrable. Parmi ces causes, les hydrométéores occupent le premier rang. On conçoit en effet que l'état du ciel ait une immense influence.* Quand le matin, en été, le temps est calme et le ciel serein, la température s'élève notablement en quelques heures. Mais, si des nuages couvrent le ciel et interceptent les rayons lumineux, le thermomètre monte peu ou même baisse bien avant le moment du *maximum* de chaleur. L'inverse a lieu quand le ciel est couvert le matin et serein dans l'après-midi. En hiver, au contraire, le thermomètre monte quand le ciel se couvre, et baisse sensiblement dès que les nuages se dissipent.

L'ensemble des observations est d'accord avec ces faits isolés. Si, dans un mois isolé, nous prenons la moyenne des jours sereins et des jours couverts, nous trouvons une différence notable entre ces deux nombres. En hiver, les jours couverts sont plus chauds de plusieurs degrés; en été, c'est l'inverse.

Cette différence entre les deux saisons résulte de ce que nous avons dit de l'absorption des rayons calorifiques par l'atmosphère et (p. 23) de la marche du réchauffement dans les deux saisons. En été comme en hiver la terre perd par le rayonnement une partie de la chaleur qu'elle a reçue du soleil; mais en été elle reçoit bien plus qu'elle ne perd.

voûte céleste; qu'il doit, par conséquent, envoyer deux cent mille fois plus de chaleur pour produire le même effet.

Si le soleil ne faisait pas sentir son action sur notre globe, la température de la surface du sol serait partout uniforme et de — 89°. Or, puisque la température moyenne de l'équateur est de 27°,5, il faut en conclure que la présence du soleil augmente la température de la zone équatoriale de 116°,5.

Pour étendre ces calculs à d'autres régions, il suffit de tenir compte du décroissement de la température du sol à mesure que la latitude augmente. (Voy. *Comptes rendus de l'Acad. des Sciences*, t. VII, p. 53 (1838), et *Eléments de Physique*, t. II, p. 538 et fig. 377.)

— M. Arago ayant trouvé, dans la relation du voyage du capitaine Back, qu'au fort Reliance le thermomètre était descendu à — 56°,7, en conclut que la température des espaces célestes ne peut manquer d'être notablement inférieure à — 57°. (*Comptes rendus de l'Acad. des Sciences*, t. II, p. 575. 1836.) M.

Quoique les rayons calorifiques obscurs soient absorbés relativement beaucoup plus que les autres, toutefois la chaleur reçue est plus considérable que la chaleur émise; mais, si pendant l'été le ciel est couvert, il y a abaissement de la température. En hiver, au contraire, la terre se refroidit en général, la perte due au rayonnement nocturne pendant la nuit étant plus grande que l'échauffement par l'action solaire. Mais, comme les nuages s'opposent au rayonnement et réfléchissent vers la terre une partie des rayons obscurs qu'elle émet, il y a élévation de la température par les temps couverts. Ajoutez à cela que les vapeurs précipitées pendant l'hiver sont à une hauteur bien moindre qu'en été, et que la chaleur latente qui devient libre au moment de leur condensation peut agir sur le sol.

L'abaissement de la température qu'on remarque en été quand le temps est couvert est encore plus considérable quand il pleut; alors, non-seulement les masses d'eau se précipitent des hautes et froides régions de l'atmosphère, et abaissent notablement la température en vertu de leur grande capacité pour la chaleur; mais cette eau, en s'évaporant, absorbe encore une quantité notable de chaleur, qu'elle enlève à la terre et à l'air qui est en contact avec elle. De là provient le refroidissement qu'on observe après les pluies d'orage. Si on étudie même une longue série d'observations, on retrouve d'une manière évidente les différences de température qui existent entre les mois pluvieux et les mois secs de l'hiver et de l'été; chacun se rappelle les étés pluvieux et froids de 1833 et 1838, l'été serein et chaud de 1834; l'hiver doux et pluvieux de 1833 à 1834, ainsi que les temps clairs et froids de celui de 1829 à 1830.

C'est entre les tropiques que l'influence de l'état du ciel sur la température est surtout remarquable. La hauteur méridienne du soleil variant peu dans ces climats, ce sont surtout les pluies qui règlent la marche de la température, marche totalement différente de ce qu'elle est dans nos climats. Quand le soleil est très-éloigné du zénith, c'est-à-dire quand il se trouve dans l'hémisphère boréal pendant les mois de décembre et de janvier, la température est relativement très-basse. A mesure que la hauteur méridienne du soleil augmente, la chaleur augmente aussi et irait sans cesse en s'accroissant jusqu'à ce que le soleil fût au zénith; mais alors la pluie commence, la chaleur diminue, et c'est seulement plus tard, lorsque le soleil s'éloignant du zénith se trouve dans l'autre hémisphère, qu'il y a un accroissement dans la température, qui atteint son *maximum* lorsque la pluie vient à cesser, et diminue ensuite pour atteindre le *minimum* dont nous avons parlé. Ainsi, tandis que dans nos climats la température a un *minimum* et un *maximum*, elle offre deux *maxima* et deux *minima* dans les pays chauds. Les deux derniers sont l'un au milieu de la saison sèche et l'autre au milieu de la saison humide, lorsque la distance zénithale du

soleil de midi est aussi grande que possible. Les deux *maxima* surviennent au commencement et à la fin de la saison humide. Chaque localité entre les tropiques nous offre donc une marche différente de la température; le *minimum* est un effet instantané de la pluie, mais qui dure peu ou bien persiste pendant plusieurs mois sans qu'il y ait plus tard un *maximum* très-notable, parce que, le soleil s'éloignant du zénith, la chaleur diminue.

Parmi le grand nombre de lieux situés entre les tropiques où j'ai trouvé la confirmation de ce que je viens de dire, qu'il me suffise de nommer trois villes de l'Inde: dans le tableau suivant je donne pour chacune d'elles les quantités de pluie et les températures moyennes mensuelles; la dernière ligne présente la somme des quantités d'eau mensuelles et la moyenne des températures.

QUANTITÉS DE PLUIE ET TEMPÉRATURES MENSUELLES CORRESPONDANTES DANS L'INDE

MOIS.	ANJARAKANDY.		MADRAS.		CALCUTTA.	
	Pluie	Température.	Pluie.	Température.	Pluie.	Température.
	mm		mm		mm	
Janvier. . . .	2,26	26°,5	18,05	24°,0	0, 0	18°,4
Février. . .	2,26	27 ,7	2,26	25 ,1	67,68	21 ,5
Mars. . . .	6,77	28 ,4	11,28	26 ,5	24,82	25 ,6
Avril. . . .	29,33	29 ,8	9,02	28 ,0	170,84	28 ,5
Mai.	175,96	28 ,6	33,84	30 ,5	16,24	29 ,7
Juin. . . .	794,05	26 ,6	22,56	31 ,2	375,24	29 ,3
Juillet. . . .	807,59	25 ,8	74,44	29 ,8	338,58	28 ,1
Août.	372,98	26 ,0	99,26	29 ,3	311,31	28 ,3
Septembre. .	311,51	26 ,4	110,54	28 ,8	254,91	28 ,0
Octobre . .	157,91	26 ,8	311,31	27 ,7	42,86	27 ,2
Novembre. .	65,42	26 ,9	354,17	25 ,9	20,30	25 ,0
Décembre. .	29,33	26 ,5	191,75	26 ,6	0, 0	19 ,2
Année. . .	2955,14	27°,2	1238,45	27°,6	1928,74	26°,4

(*Voy.* l'Appendice, fig. 16.)

Anjarakandy est situé sur la côte de Malabar entre 12° et 13° de latitude N.; Madras, au contraire, est sur la côte orientale de l'Indoustan par 13° de latitude; Calcutta, dans un angle du golfe du Bengale, par 22° 30′. Dans tous ces lieux, le *minimum* de la température est en décembre ou janvier, lorsque le soleil a atteint la plus grande distance zénithale. Cet abaissement de température est plus sensible à Calcutta, parce que là la distance du soleil au zénith est relativement plus grande pour cette ville que pour les deux autres. Dès que le soleil s'élève, la chaleur augmente; mais en avril la direction des moussons change (p. 39-40), le vent de S.O. accumule les nuages sur la côte de Malabar, et

les pluies abondantes qui s'en échappent abaissent la température, le *maximum* a lieu en avril. En juillet, où les pluies sont très-fortes, nous trouvons à Anjarakandy un nouveau *minimum*, et la moyenne thermométrique est moindre qu'en janvier. Calcutta est bien sous l'influence des moussons; mais, comme ces vents ne passent pas sur une grande surface liquide, et ne rencontrent pas de chaînes de montagnes aussi abruptes que dans le voisinage d'Anjarakandy, les pluies ne sont pas très-abondantes. La chaleur augmente jusqu'à la fin de mai et ne baisse qu'à partir de cette époque; mais elle n'atteint jamais une moyenne aussi basse que celle d'Anjarakandy, parce que les pluies sont bien moins fortes. En automne, les pluies cessent sur la côte de Malabar et la chaleur augmente; et à la fin d'octobre, lorsque le soleil recommence à agir avec force, nous trouvons un second *maximum*, après lequel la température baisse de nouveau jusqu'au mois de janvier. Ce *maximum* n'existe pas à Calcutta; car en automne, pendant que la mousson de N.E. éclaircit le ciel, le soleil s'éloigne plus du zénith que dans les lieux situés près de l'équateur, et la longueur des nuits augmente. Lorsque, par la mousson de S.O., les pluies sont abondantes sur la côte occidentale de l'Indoustan, il tombe moins d'eau à Madras et la température monte jusqu'en juin. Ce n'est que dans le mois de juillet que les nuages traversent quelquefois le plateau; les pluies augmentent alors, et il y a un abaissement de température d'abord insensible, mais qui est notable pendant les pluies torrentielles des mois d'octobre et de novembre.

Il est évident, d'après tout ce que nous venons de voir, que les contrées à climat pluvieux situées entre les tropiques ont une température moyenne plus basse que les pays à climat sec. Cette différence est surtout sensible sur la côte occidentale de l'Amérique méridionale. Dans le voisinage de l'équateur, depuis la baie de Cupica jusqu'au golfe de Guayaquil, il pleut pendant presque toute l'année, et, d'après les excellentes observations de M. **Boussingault**, la température moyenne n'est que de 26° environ. Plus au sud, à Payta, où les pluies sont rares, de même que sur la côte orientale à Cumana, la moyenne est au-dessus de 27°, quoique ces deux points soient plus éloignés de l'équateur que les précédents.

INFLUENCE DES VENTS SUR LA TEMPÉRATURE. — En hiver tout le monde a éprouvé que les vents du sud sont chauds, et les vents du nord très-froids. Mais, si nous voulons arriver à des résultats plus rigoureux, il devient indispensable de rechercher quelle est la température par les différents vents. Pour écarter les influences perturbatrices des variations diurnes et annuelles, nous emploierons la méthode dont nous avons déjà fait usage pour les vapeurs (p. 90). En se contentant des moyennes annuelles, on obtient les résultats suivants:

TEMPÉRATURE MOYENNE PAR LES DIFFÉRENTS VENTS[1].

VENT.	LONDRES.	HAMBOURG.	HALLE.	PESTH	MOSCOU.	STOCKHOLM.
N.	9°,14	7°,75	7°,50	9°,15	0°,59	3°,74
N.E.	10 ,53	7 ,75	6 ,89	9 ,55	—0 ,68	5 ,51
E.	11 ,03	8 ,75	7 ,59	10 ,10	2 ,78	8 ,23
S.E.	11 ,97	9 ,12	9 ,54	10 ,64	3 ,91	9 ,41
S.	11 ,32	10 ,13	10 ,57	12 ,44	4 ,14	8 ,78
S.O.	11 ,77	10 ,62	10 ,31	12 ,62	3 ,51	8 ,46
O.	10 ,42	9 ,88	9 ,66	10 ,40	3 ,30	7 ,21
N.O.	9 ,86	9 ,12	7 ,38	9 ,55	1 ,04	3 ,13

(*Voy.* l'Appendice, fig. 17.)

On ne peut nier que ces nombres ne renferment encore plus d'une anomalie; toutefois ils montrent d'une manière évidente que les vents de nord amènent une température très-basse comparée à celle qui accompagne les vents du sud. Le thermomètre monte assez régulièrement quand le vent tourne du nord au sud. Si nous cherchons à établir la loi qui exprime le rapport qui existe entre la direction du vent et la température, ou en d'autres termes quels sont les points de l'horizon les plus froids et les degrés de température correspondants, nous construirons la table suivante :

VENTS A TEMPÉRATURES EXTRÊMES.

	VENT LE PLUS FROID.	VENT LE PLUS CHAUD.	DIFFÉRENCE.
Londres	N.	S. 12° O.	2°,79
Hambourg. . . .	N. 30° E.	S. 16 O.	2 ,50
Halle.	N. 30 E.	S. 17 O.	3 ,81
Pesth.	N. 16 O.	S. 11 O.	3 ,07
Moscou.	N. 19 E.	S. 42 O.	4 ,84
Stockholm. . . .	N. 2 E.	S. 26 O.	6 ,14

[1] M. Otto Eisenlohr a donné un résumé de 34 années d'observations météorologiques faites à Carlsruhe. Le tableau suivant a été construit par lui en prenant tout simplement les moyennes des températures observées par chaque vent à Paris, Carlsruhe, Londres, Hambourg et Moscou.

VILLES	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.O.	O.	N.O
Paris. . .	12°,03	11°,76	13°,50	15°,25	15°,43	14° 93	13°,64	12°,39
Carlsruhe .	9 ,88	8 ,30	8 ,51	12 ,20	12 ,61	11 ,00	12 ,20	11 ,50
Londres. .	7 .65	8 ,08	9 ,13	10 ,58	11 ,35	10 ,86	10 .24	8 ,71
Hambourg.	8 ,00	7 ,63	8 ,38	9 ,50	10 .00	10 ,13	9 .25	8 ,38
Moscou.. .	1 ,21	1 ,44	3 ,53	4 ,03	5 ,96	5 ,69	5 ,40	3 ,33

M.

Ainsi presque partout le vent le plus froid souffle d'une direction comprise entre le nord et l'est; on peut donc regarder le N.N.E. comme le vent le plus froid. Bude fait ici une exception remarquable, quoique le chiffre qui lui correspond soit probablement entaché de quelque anomalie. Le vent le plus chaud souffle à peu près partout du S.S.O. A mesure qu'on pénètre dans l'intérieur du continent, il se rapproche davantage de l'ouest.

Ces influences sont sensibles pendant toute l'année, cependant c'est en hiver qu'elles sont le plus marquées. La direction du vent dépend aussi des saisons; car, tandis qu'en hiver le vent le plus froid et le plus chaud coïncident presque avec le N.E. et le S.O., nous trouvons en été que c'est le N.N.O. et le S.E.

De même qu'il existe une variation diurne de la quantité de vapeur dépendante de la rotation des vents découverte par M. **Dove**, de même il existe une variation thermométrique analogue. Le tableau suivant renferme les résultats des observations que j'ai faites à Halle; j'ai choisi les heures du matin et de l'après-midi, où la température est égale à la moyenne dans les différents mois, et les heures de 2 heures et de 3 heures, qui sont celles du *maximum* diurne. Les signes + et — indiquent que les quantités trouvées sont au-dessus ou au-dessous de la moyenne de l'ensemble des observations. La dernière ligne, intitulée *variation*, donne la différence entre les moyennes des trois observations du matin et des trois du soir. Le signe + indique que le thermomètre monte, le signe — qu'il descend [1].

[1] Pendant l'hiver des régions polaires arctiques, le soleil étant au-dessous de l'horizon et ne réchauffant plus l'air jusqu'à une grande distance de la station où l'on observe, il importe assez peu, pour apprécier la température de tel ou tel vent, de savoir s'il vient de l'équateur ou du pôle; mais il importe, au contraire, beaucoup de pouvoir dire si le vent souffle de la pleine mer ou de l'intérieur des terres. Nous donnons ici la rose thermométrique des vents à Bosekop (lat. 69° 58') pendant la période de l'absence du soleil, c'est-à-dire du 15 novembre au 1er février.

TEMPÉRATURES PAR LES DIFFÉRENTS VENTS A BOSEKOP.

Nord.	— 5°,56
N.E.	— 6 ,92
Est.	—10 ,55
S.E.	—11 ,15
Sud.	— 5 ,69
S.O.	— 1 ,68
Ouest.	— 2 ,28
N.O.	— 4 ,58
Calme.	— 6 ,92

La disposition des mers et des continents autour du cap Nord, et la température

DIFFÉRENCES ENTRE LES TEMPÉRATURES MOYENNES HORAIRES PAR UN VENT QUELCONQUE ET CES MÊMES TEMPÉRATURES PAR LES DIFFÉRENTS VENTS A HALLE.

HEURES.	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.O.	O.	N.O.
8 mat.	—1°,26	—2°,37	—2°,00	—0°,50	+1°,00	+1°,20	+1°,06	—0°,86
9 »	—1 ,50	—2 ,37	—1 ,80	+0 ,01	+1 ,21	+1 ,27	+0 ,98	—1 ,26
10 »	—1 ,62	—2 ,39	—1 ,60	+0 ,37	+1 ,50	+1 ,51	+0 ,86	—1 ,48
2 soir.	—1 ,92	—2 ,23	—1 ,11	+1 ,25	+2 ,15	+1 ,23	+0 ,34	—2 ,19
3 »	—1 ,78	—2 ,14	—1 ,05	+1 ,28	+2 ,21	+1 ,25	+0 ,28	—2 ,25
7 »	—1 ,62	—1 ,93	—1 ,24	+0 ,86	+1 ,84	+1 ,21	+0 ,31	—1 ,92
8 »	—1 ,66	—1 ,94	—1 ,29	+0 ,62	+1 ,79	+1 ,22	+0 ,34	—1 ,78
9 »	—1 ,48	—1 ,95	—1 ,35	+0 ,52	+1 ,71	+1 ,26	+0 ,39	—1 ,68
Variation	—0°,15	+0°,13	+0°,51	+0°,50	+0°,54	—0°,05	—1°,62	—0°,59

(*Voy.* l'Appendice, fig. 18.)

En nous bornant à comparer dans le tableau les degrés qu'on observe le matin et le soir aux heures de la température moyenne de la journée, nous trouverons que le thermomètre descend encore un peu par le vent du nord; car, tandis que le vent passe régulièrement du nord au N.E., ce n'est qu'au N.N.E. qu'il vient du point de l'horizon le plus froid; la température baisse donc toujours jusqu'à ce qu'il souffle dans cette direction. Par le N.E., le thermomètre monte, parce que le vent tend à tourner à l'est, qui est moins froid, jusqu'à ce qu'il souffle d'un point intermédiaire entre le sud et le S.O., point d'où vient le vent le plus chaud. Alors le thermomètre est stationnaire; mais, s'il passe à l'ouest ou au N.O., il vient de contrées plus froides, et on observe dans le cours de la journée les diminutions de température qui en sont la conséquence.

Les faits que nous avons rapportés prouvent que la même loi se reproduit dans la plus grande partie de l'Europe. La cause en est facile à comprendre : les vents conservent une partie des propriétés qu'ils ont apportées des pays qu'ils ont parcourus; c'est pourquoi les vents du

de la mer, beaucoup plus chaude en hiver que celle de la terre, expliquent les anomalies qu'offre le tableau précédent.

Ce passage de la brise de terre à la brise de mer amène des changements rapides de température. Au moment où le vent change, nos observations montrent qu'il suffit d'un intervalle de six heures pour obtenir dans la température un changement de 4° en plus, ou de 4° en moins.

Il est probable qu'il se forme alors dans l'intérieur de la Laponie un pôle accidentel de froid, situé sans doute dans le S.E. du cap Nord; et c'est ce qui explique la prédominance des vents de S.E. dans le Finmark pendant l'hiver de cette contrée.

Ces résultats intéressants ont été extraits des immenses registres météorologiques des membres hibernants de la Commission du Nord, par l'un d'eux, M. A. Bravais. M.

nord sont plus froids que les vents du midi. Mais nous verrons plus tard que les pays les plus froids ne sont pas situés au nord, mais au N.E. et au N.O. Toutefois il faut avoir égard à la position des points en Europe; car, tandis que pendant l'hiver les vents de S.O. nous amènent un air humide et chaud qui s'oppose au refroidissement du sol, leur température doit être plus élevée que celle des vents du sud continentaux, qui favorisent souvent le rayonnement. Inversement les vents d'est contiennent peu de vapeur d'eau, et la température est abaissée par le froid dû à l'évaporation [1].

[1] M. Kaemtz a publié, depuis l'impression de son *Cours de Météorologie*, un mémoire sur les relations qui existent entre la température, la pression et la direction du vent. Ce travail a paru dans l'*Annuaire* de M. Schumacher pour 1841. Il fait voir qu'il existe sous l'influence de certains vents des *pôles de froid temporaires*. Ainsi, du 29 janvier au 4 février 1837, il y avait en Europe une distribution anomale de la température. Le pôle du froid se trouvant dans le voisinage de Kœnigsberg, où la température était à 6°,30 au-dessous de la moyenne de janvier, le tableau suivant offre, dans une première colonne, les températures moyennes de cette période de 5 jours, et dans une seconde le nombre de degrés dont cette moyenne était au-dessus (+), ou au-dessous (—) de la moyenne de janvier.

VILLES.	TEMPÉRATURES moyennes.	DIFFÉRENCES d'avec la moyenne de janvier
Stuttgard. . .	+ 0°,30	+2°,27
Vienne.	— 3 ,32	—0 ,65
Prague.	— 1 ,59	+1 ,79
Halle.	— 2 ,14	+0 ,07
Berlin.	— 4 ,09	—1 ,80
Stettin. . . .	— 5 ,55	—2 ,62
Dantzig. . . .	— 8 ,71	—4 ,45
Kœnigsberg. .	—11 ,07	—6 ,30
Memel.	—11 ,20	—6 ,24
Stockholm. . .	— 6 ,81	—2 ,04
Pétersbourg. .	— 7 ,74	+2 ,10
Varsovie. . . .	—10 ,80	—4 ,95
Cracovie. . . .	—10 ,51	—5 ,39
Odessa. . . .	— 9 ,54	—7 ,04

La position de ces pôles est intimement liée à la direction du vent; et, en combinant un grand nombre d'observations, M. Kaemtz a trouvé qu'en hiver, quand le vent d'est souffle à Halle, la température de toute l'Europe continentale est au-dessous de la moyenne, et le pôle du froid se trouve dans le voisinage de Varsovie. Il occupe alors le milieu d'une surface elliptique renfermant les villes de Kœnigsberg, Dantzig, Berlin, Dresde, Breslau, Cracovie, Minsk et Wilna. Halle, où l'auteur observait, se trouve sur la limite de cette zone. Dans cette région la température est à 5° environ au-dessous de la moyenne de cette portion de l'année. Dans une seconde zone, concentrique à la première, où se trouvent les villes de Riga, Hambourg, Hannover, Prague, Lemberg, Kiew et Smolensk, la température est à 4° au-dessous de la moyenne. Dans une troisième zone, où l'on remarque les villes de Revel, Gothenbourg, Amsterdam, Bruxelles, Stuttgard, Munich, Vienne, Pesth, Odessa, Charkow, Moscou et Novogorod, la température se maintient à 3° au-dessous de la moyenne. Une zone très-

Tout ce qui précède est une nouvelle confirmation de cette vérité, qu'en météorologie aucun phénomène n'est isolé; tous agissent et réagissent les uns sur les autres. A peine le vent de S.O. souffle-t-il dans nos contrées, qu'il agit sur la température non-seulement par sa chaleur, mais encore par les vapeurs qu'il entraîne et l'état du ciel qui en est la conséquence. En hiver les vents humides de l'ouest sont remarquablement chauds, parce qu'ils couvrent le ciel de nuages et s'opposent ainsi au rayonnement terrestre; en été ils sont plus frais, car ils empêchent les rayons du soleil d'arriver jusqu'à la terre. Aussi en hiver le vent le plus froid souffle-t-il du N.E.; en été, du N.O. Le vent le plus chaud est en été le S.E.; en hiver, le S.O.

Un autre phénomène est la conséquence du précédent. Si, dans le tableau ci-dessus, nous cherchons d'abord les lois de la variation diurne de la température suivant les différents vents; si nous soustrayons ensuite les températures horaires de la moyenne de 2 heures et de 3 heures, et que nous comparions ces écarts à ceux des températures 8 heures, 9 heures, 10 heures du matin, et 7 heures, 8 heures, 9 heures du soir comparées entre elles, nous ne trouvons aucun lien entre ces trois groupes. Ainsi avec le S.E. nous trouvons une augmentation de chaleur du matin jusqu'au soir; elle est surtout considérable jusqu'au moment du *maximum* de la chaleur diurne, et depuis ce moment la température va encore en s'élevant jusqu'au soir. L'inverse se montre avec le N.O., car la différence avec la moyenne diminue depuis le matin jusqu'à midi et augmente ensuite. Ce fait, qui au premier coup d'œil semble être en contradiction avec ce que nous avons dit sur l'influence de la rotation du vent, se lie intimement à l'état du ciel : car avec le S.E. le ciel est en général plus clair; avec le N.O., au contraire, plus

étroite, comprenant Pétersbourg, Helsingfors, Stockholm, Christiania, Londres, Lille, Rouen, Paris, Strasbourg, Bâle, Trieste, Bukarest, la Crimée, jouit d'une température qui n'est qu'à 2° au-dessous de la moyenne. Dans une quatrième zone, comprenant les Shetland, Edimbourg, Manchester, le centre de la France, Lyon, Milan, Venise et Belgrade, la température n'est plus qu'à 1° au-dessous de la moyenne. Enfin une région fort irrégulièrement terminée, où se trouvent les Hébrides, l'Irlande, le comté de Cornouailles, la Bretagne, Nantes, Bordeaux, Toulouse, Barcelone, Marseille, Gênes, la Corse, Florence, Rome, Naples et Raguse, jouit d'une température qui est égale à la moyenne de ces différents points. Ainsi, comme on le voit, en partant de Varsovie comme centre, et se dirigeant suivant un rayon quelconque, on trouve des températures croissantes en allant vers le nord ou vers l'est, aussi bien qu'en se dirigeant vers le sud et vers l'ouest.

Ces pôles ne sont point permanents, mais se déplacent continuellement suivant les changements dans la direction du vent et les variations de la pression atmosphérique. Ainsi, du 12 au 19 janvier 1838 ce pôle se trouvait à Halle.

Quand les vents soufflent de l'ouest, la température de l'Europe continentale est au-dessus de la moyenne du mois, et un pôle du *chaud* situé à l'est de Halle et au centre d'une zone comprenant les villes de Memel, Varsovie, Dantzig, Kœnigsberg, remplace le pôle du froid des vents orientaux. M.

sombre que dans l'état moyen. Dans le premier cas il y a une influence plus énergique, dans le second un effet moins marqué de la part du soleil, effet qui se fait surtout sentir à l'époque du *maximum* de la température diurne. Ce fait, que le vent le plus froid provient des pays du nord; le plus chaud, au contraire, de la mer, se reproduit aussi sur les côtes orientales des continents, comme le prouvent les observations faites à Cambridge, dans le Massachussets, et à Péking en Chine.

Ce que nous avons dit jusqu'ici suffit pour faire apprécier la cause des anomalies que présente la marche annuelle de la température. Les mois pendant lesquels règnent les vents du sud auront une température différente de celle de ces mêmes mois pendant une année où les vents du nord ont dominé. Si les vents ont soufflé longtemps de l'ouest et qu'ils soient remplacés par ceux d'est, on remarquera un changement correspondant dans la température. Mais, dira-t-on, la plus grande différence entre le vent le plus chaud et le vent le plus froid ne comporte pas 10°, et cependant le jour le plus chaud et le jour le plus froid de chaque mois diffèrent d'une quantité beaucoup plus grande; il est donc impossible que les causes mentionnées ci-dessus puissent expliquer ce phénomène. N'oublions pas, d'abord, que les vents n'ont pas toujours leur température normale; souvent ensuite il n'y a pas de vent régnant : des différences locales de température font que dans un lieu la girouette est dirigée vers le sud, tandis qu'elle est tournée vers le nord dans un lieu peu éloigné du précédent. Si la température de ces deux points se rapproche de la moyenne, et qu'on range l'un dans la colonne N., l'autre dans la colonne S., chacun de ces deux chiffres s'écartera un peu de la vérité. Il y a plus, la température qui accompagne chaque vent se compose de sa chaleur propre et de celle de l'air qui était en repos avant qu'il ait commencé à souffler. Supposons qu'en hiver nous ayons eu une succession de vents d'ouest fort chauds, et que le vent passe subitement à l'est : il y aura abaissement de la température; mais la chaleur du sol et celle de l'air concourront à faire remonter le thermomètre, qui indiquera une température supérieure à celle qui est propre au vent d'est.

Ces anomalies sont encore très-souvent exagérées par l'état du ciel, surtout en hiver, où l'on observe des phénomènes qui sont en contradiction avec ce que nous avons dit sur l'influence des vents; cela arrive principalement lorsque des vents continus de S.O. entretiennent la douceur de la température. Avec des vents d'ouest, que le ciel soit serein ou couvert, si le vent passe au nord ou au N.E., des nuages épais s'opposent au rayonnement terrestre; le thermomètre ne descend pas alors sous l'influence du changement de vent; il reste stationnaire, et quelquefois même il monte. Quand le baromètre baisse rapidement, le

vent passe brusquement au S.E, ou au sud, le ciel s'éclaircit, et, au lieu de la chaleur, c'est un froid intense qui survient. La haute température du vent se manifeste dans les régions supérieures de l'atmosphère; en dissolvant les nuages elle a favorisé le rayonnement terrestre. Mais bientôt la chaleur se propage aux couches inférieures de l'air, et enfin au sol; le ciel se couvre de *cirrus* et de *cumulus*, et vingt-quatre heures après le dégel commence. Chaque hiver on peut observer la succession de ces phénomènes, et il en résulte que le vent du nord est affecté d'un état thermométrique trop élevé, celui du sud d'une température trop basse [1].

EXTRÊMES DE TEMPÉRATURE OBSERVÉS DANS DIVERS LIEUX. — L'homme peut supporter des degrés extrêmes de température auxquels nul animal ne saurait résister. Dans les déserts brûlants de l'Afrique et dans les régions glacées du pôle, on a fait des observations sur ce sujet. On doit donc se demander quels sont les degrés extrêmes qui ont été notés. Une indication de ce genre est toujours approximative; car, d'un côté, l'observateur n'a pas toujours consulté l'instrument au moment où il atteignait son *maximum* ou son *minimum;* et, de l'autre, une foule de petites circonstances, indifférentes en apparence, ont une grande influence sur le résultat. Une plus ou

[1] Dans les *Mémoires de l'Académie de Berlin pour* 1840 *et* 1841, M. Dove a publié un grand travail intitulé : *Ueber die nicht periodischen Aenderungen der Temperaturvertheilung auf der Oberflaeche der Erde.* Il embrasse l'intervalle compris entre les années 1782 et 1839. Les lieux situés dans les parties tropicales tempérées et froides en Europe et en Amérique dont il reproduit les séries thermométriques sont au nombre de 191.

Les résultats auxquels M. Dove a été conduit sont les suivants :

1° La terre reçoit chaque année une même quantité de chaleur, distribuée tous les ans d'une manière différente à sa surface;

2° L'atmosphère tropicale de la mer des Indes ne paraît pas avoir une influence marquée sur les modifications atmosphériques de l'Europe;

3° Les conditions thermométriques de la région des vents alizés de l'océan Atlantique sont étroitement liées aux changements météorologiques de la zone tempérée qui lui est contiguë;

4° Les froids de l'hiver se propagent, en général, du nord au sud; les chaleurs inusitées ont une marche opposée;

5° On trouve plus souvent des états atmosphériques analogues sous un même méridien que sous un même parallèle. Ainsi, en décembre 1829, le froid était intense à Berlin et à Paris, sensible à Kasan, très-modéré à Irkutzk, tandis qu'une chaleur inusitée régnait dans l'Amérique du Nord. L'hiver de 1794 à 1795, célèbre par la conquête de la Hollande, et celui de 1809, si rigoureux en Europe, furent très-doux en Amérique. Au contraire, l'hiver de 1790 à 1791, qui fut chaud en Europe fut très-froid en Amérique. Le mois de janvier 1837, doux en Europe, présente une moyenne très-basse en Amérique. Les Danois ont observé que les hivers exceptionnellement modérés de l'Islande correspondent à des froids intenses à Copenhague;

6° A latitude égale, la variation moyenne de la température est moindre en Europe qu'en Amérique. M.

moins grande proximité du sol, un peu de poussière sur la cuvette du thermomètre, suffisent pour changer ses indications. Doit-on s'étonner, d'après cela, si les observateurs ont obtenu des nombres assez différents les uns des autres?

Ainsi, dans les régions polaires, nous lisons que le mercure est souvent resté gelé pendant des semaines entières; et, comme il se solidifie déjà à la température de — 39°,5, nous devons en conclure que pendant tout le temps la température a été au-dessous de — 40°. Les tableaux suivants contiennent les températures les plus basses et les plus élevées observées dans différents lieux [1].

MINIMA DE TEMPÉRATURE OBSERVÉS EN DIVERS LIEUX.

LIEUX.	LATITUDE.	TEMPÉRATURES minima.	OBSERVATEURS.
Surinam.	5°38' S	21°,3	»
Pondichéry.	11 42 N	21 ,6	Cossigny.
Madras.	13 45	17 ,3	»
La Martinique . . .	14 35	17 ,1	Chanvalon.
Le Caire.	30 2	9 ,1	Niebuhr.
Charlestown	32 40	—17 ,8	*Ann. de Chim*
Bagdad.	33 21	— 5 ,0	Beauchamp.
Cap de Bonne-Espérance .	33 55 S	5 ,6	La Caille.
Alep.	36 12 N	4 ,4	Russel.
Athènes.	37 58	— 4 ,0	Peytier.
Washington.	38 53	—26 ,6	*Ann. de Chim.*
Rome.	41 54	— 5 ,9	Schouw.
Cambridge (Massachus.) .	42 25	—24 ,4	Williams.
Padoue.	43 18	—15 ,6	Toaldo.
Montpellieri	43 36	—16 ,1	Fuster.
Nice.	43 42	— 9 ,6	Schouw
Pise.	43 43	— 6 ,3	Id.
Lucques.	43 51	— 8 ,9	Id.
Florence.	43 46	— 5 ,3	Peytier.
Camajore	43 55	— 3 ,7	Schouw.
Bologne	44 30	—16 ,9	Id.

[1] J'ai intercalé dans ces tableaux des températures extrêmes puisées dans les *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, les *Annales de chimie et de physique*, les *Registres météorologiques* de la Commission du Nord, le *Résumé des observations météorologiques faites à Milan depuis* 1763 *jusqu'à* 1840, et le *Tableau du climat de l'Italie*, de M. Schouw.

Les villes dont j'ai intercalé les températures extrêmes sont, pour le tableau des *minima* de température, Athènes, Florence, Rome, Pise, Camajore, Lucques, Nice, Milan, Montpellier, Bologne, Turin, Charlestown, Paris, Posekop, Washington, Montréal et Bangor. J'ai ajouté à celui des *maxima* de température, les villes suivantes : Palerme, Pise, Cagliari, Naples, Paris, Catane, Lucques, Rome, Pavie, Bologne, Turin Vérone, Milan et Nice. M.

LIEUX.	LATITUDE.	TEMPÉRATURES minima.	OBSERVATEURS.
Bangor (États-Unis)	45° 0	—40°,0	*Ann. de Chim.*
Turin	45 4	—17 ,8	Schouw.
Milan	45 28	—15 ,0	Observatoire.
Montréal	45 30	—37 ,2	*Ann. de Chim.*
Paris	48 50	—23 ,1	Arago.
Prague	50 5	—27 ,5	Strnadt.
Londres	51 31	—11 ,4	Société royale.
Cumberland-House	54 0	—42 ,2	Franklin.
Copenhague	55 41	—17 ,8	Bugge.
Moscou	55 45	—38 ,8	Stritter.
Stockholm	59 20	—26 ,9	Nicander.
Pétersbourg	59 56	—34 ,0	Euler.
Fort Entreprise	64 30	—49 ,7	Franklin.
Winter-Island	66 11	—38 ,6	Parry.
Ile Ingloolik	69 20	—42 ,8	Id.
Fort Reliance	62 46	—56 ,7	Back.
Bosekop. (Laponie)	69 58	—23 ,5	Com. du Nord.
Port Elisabeth	69 59	—50 ,8	Ross.

MAXIMA DE TEMPÉRATURE OBSERVÉS EN DIVERS LIEUX.

LIEUX.	LATITUDE.	TEMPÉRATURES maxima.	OBSERVATEURS.
Surinam	5°38' N	32°,3	Humboldt.
Pondichéry	11 55	44 ,7	Le Gentil.
Madras	13 45	40 ,0	Roxburgh.
Beit-el-Fakih	14 31	38 ,1	Niebuhr.
La Martinique	14 35	35 ,0	Chanvalon.
La Véra-Cruz	19 12	35 ,6	Orta.
Philæ (Egypte)	24 0	43 ,1	Coutelle.
Esné (Egypte)	25 15	47 ,4	Burckhardt.
Le Caire	30 2	40 ,2	Coutelle.
Bassora (Mésopotamie)	30 45	45 ,3	Beauchamp.
Catane	37 30	38 ,3	Schouw.
Palerme	38 8	39 ,7	Id.
Naples	40 52	38 ,7	Pilla.
Rome	41 54	38 ,0	Schouw.
Pavie	45 11	37 ,5	Id.
Cambridge (Massachus.)	42 25	33 ,5	Williams.
Padoue	43 18	36 ,5	Toaldo.
Pise	43 36	39 ,4	Schouw.
Nice	43 42	35 ,4	Id.
Cagliari	43 45	39 ,1	Id.
Lucques	43 51	38 ,1	Id.

LIEUX.	LATITUDE.	TEMPÉRATURES maxima.	OBSERVATEURS.
Bologne..	44°30	37°,1	Schouw.
Turin	45 4	36 ,9	Id.
Vérone.	45 26	35 ,6	Id.
Milan..	45 28	34 ,4	Observatoire.
Paris..	48 50	38 ,4	Arago.
Prague.	50 5	35 ,4	Strnadt.
Amérique du Nord.. . .	55 0	30 ,5	Franklin.
Copenhague..	55 41	35 ,7	Bugge.
Moscou.	55 45	32 ,0	Stritter.
Nain (Labrador)	57 0	27 ,8	De la Trobe.
Stockholm	59 20	34 ,4	Ronnow.
Pétersbourg	59 56	33 ,4	Euler.
Eyafiord (Islande)	66 30	20 ,9	Van Scheels.
Ile Melville.	74 45	15 ,6	Parry.
Port Elisabeth.	69 59	16 ,7	Ross.
Amérique du Nord. . . .	65 30	20 ,0	Back.

Quoique ces tableaux soient loin d'être complets, ils donnent cependant lieu à plusieurs considérations intéressantes. La plus haute température, de 47°,4, a été notée, par **Burckardt,** à Esné, dans la haute Égypte, pendant un *chamsin*. La plus basse, de — 56°,7, a été endurée par le capitaine **Back,** dans l'Amérique du Nord, lorsqu'il traversa ce continent pour tâcher de rejoindre le capitaine **Ross**. La différence est de 104°. L'homme peut donc supporter des températures différant entre elles de 104°, c'est-à-dire plus que la température de l'eau bouillante ne diffère de celle de la glace fondante.

On reconnaît aussi que les écarts entre les températures les plus élevées sont moindres qu'entre les plus basses. Entre les températures les plus élevées d'Esné, 47°,4, et de l'île Melville, 15°,6, il y a une différence de 31°,8; tandis que la température la plus basse de Pondichéry, 21°,6, et celle du Fort-Reliance, — 56°,7, diffèrent de 78°,3, c'est-à-dire du double. Ce sont donc les froids de l'hiver qui abaissent la moyenne dans les hautes latitudes.

Les extrêmes se trouvent dans l'intérieur des continents; sur les côtes la différence est moindre. Aucun voyageur n'a observé en pleine mer une température supérieure à 31°, la plupart sont au-dessous de 30°, et par conséquent inférieures à celles qui ont été notées à Pétersbourg. Dans l'intérieur des continents, les *minima* sont fort au-dessous de ceux qu'on trouve sur les côtes. Comparez le Caire avec Bagdad et le cap de Bonne-Espérance, Londres avec Prague, et vous verrez que ces assertions sont fondées.

CLIMATS MARINS ET CLIMATS CONTINENTAUX. — La capa-

cité de l'eau pour la chaleur, et la grande quantité de calorique qui devient libre quand les vapeurs se précipitent, et latent lorsque les liquides passent à l'état aériforme, telles sont les causes auxquelles on doit attribuer la différence toujours croissante entre la température de l'été et celle de l'hiver à mesure qu'on s'éloigne des côtes pour pénétrer dans l'intérieur des continents. Cette différence s'accroît aussi lorsqu'on s'éloigne des tropiques pour se rapprocher du pôle; il faut donc choisir des points situés à peu près sous la même latitude. Dans les climats marins, les moyennes de l'hiver et de l'été diffèrent peu; mais à mesure qu'on s'avance dans l'intérieur du continent, elles s'écartent l'une de l'autre. Les tableaux suivants renferment quelques-unes de ces déterminations.

MOYENNES ESTIVALES ET HIBERNALES DANS LES ILES BRITANNIQUES.

LIEUX.	HIVER.	ÉTÉ.	DIFFÉRENCE.
Feroe.	3°,90	11°,60	6°,70
Ile Unst (Shetland). . .	4 ,05	11 ,92	7 ,87
Ile de Man.	5 ,59	15 ,08	9 ,49
Edimbourg.	3 ,47	14 ,07	10 ,60
Aberdeen.	3 ,39	14 ,57	11 ,18
Kinfauns-Castle.	2 ,94	14 ,17	11 ,23
Londres.	3 ,22	16 ,75	13 ,53
Lancastre.	3 ,58	15 ,32	11 ,74
Kendal.	2 ,03	14 ,32	12 ,29
Penzance.	7 ,04	15 ,83	8 ,79
Helston.	6 ,19	16 ,00	8 ,81

Dans tous ces points la température moyenne de l'hiver est au-dessus de zéro. Même aux Shetland, aux Feroe, par 62° de latitude nord, la moyenne hibernale est supérieure à celle de Londres; mais les étés sont plus froids, et la différence entre les deux saisons est à peine de 8°. Cette faible différence se montre aussi à Penzance et Helston, villes de la côte de Cornouailles, tandis que Londres, situé dans la partie orientale de l'île, présente déjà une différence de 13°,5.

Les vents de S.O., si communs en Angleterre pendant l'hiver, amènent l'air humide et chaud de la mer Atlantique. Ces vapeurs, en se précipitant, dégagent de la chaleur et s'opposent au rayonnement du sol. Ainsi la douceur des hivers, en Angleterre, s'explique par leur extrême humidité. Sur les îles Açores et le long de leurs côtes, où le vent accumule les vapeurs, l'hiver sera encore plus doux que dans des lieux situés, comme Londres, sur la côte orientale de l'Angleterre, où les

vents ne parviennent qu'après avoir perdu une grande partie de l'humidité dont ils étaient chargés. Mais en été la même cause abaisse leur température, comme on peut s'en assurer en comparant Helston et Penzance avec Londres. Ces deux vérités deviennent de plus en plus évidentes à mesure qu'on pénètre dans l'intérieur des continents.

MOYENNES ESTIVALES ET HIBERNALES EN FRANCE ET EN HOLLANDE.

LIEUX.	HIVER.	ÉTÉ.	DIFFÉRENCE.
Amsterdam.	2° 67	18°,79	16°,12
Middelbourg.	1 ,92	16 ,92	15 ,00
Maëstricht.	2 ,84	18 ,12	15 ,28
Bruxelles.	2 ,56	19 ,01	16 ,45
Franecker.	2 ,56	19 ,57	17 ,01
La Haye	3 ,46	18 ,63	15 ,17
Saint-Malo.	5 ,67	18 ,90	13 ,23
Dunkerque.	3 ,56	17 ,68	14 ,12
La Rochelle	4 ,78	19 ,22	14 ,44
Paris.	3 ,59	18 ,01	14 ,42
Montmorency. . . .	3 ,21	18 ,96	15 ,75

Ces différentes villes jouissent d'une température moyenne hibernale d'environ 3°, comme celle de l'Angleterre, Penzance et Helston exceptés. Mais la moyenne de l'été est de 18° environ. C'est un effet des vents continentaux d'est, qui maintiennent la sérénité du ciel. La différence entre l'été et l'hiver, qui en Angleterre n'était que de 13°, s'élève à 15°.

MOYENNES ESTIVALES ET HIBERNALES EN ALLEMAGNE.

LIEUX.	HIVER.	ÉTÉ.	DIFFÉRENCE.
Dantzig.	—1°,11	16° 62	17°,83
Baireuth.	—1 ,20	16 ,05	17 ,25
Berlin	—1 ,01	17 ,18	18 ,19
Augsbourg..	—1 ,08	16 ,80	17 ,88
Apenrade.	0 ,73	16 ,21	15 ,48
Dresde.	—1 ,20	17 ,21	18 ,41
Cuxhaven.	0 ,51	16 ,76	16 ,25
Tubingue.	— 0 ,02	17 ,01	17 ,03
Sagan	—2 ,65	18 ,20	20 ,85
Munich.	0 ,12	17 ,96	17 ,84
Ratisbonne.	— 1 ,93	19 ,68	21 ,61
Hambourg..	0 ,40	18 ,96	18 ,56
Lunebourg.	0 ,95	17 ,25	16 ,30
Prague.	— 0 ,44	19 ,93	20 ,37
Vienne.	0 ,18	20 ,36	20 ,18

Quoique ce tableau présente encore plus d'une anomalie, il fait voir cependant d'une manière bien évidente l'influence des continents. Malgré la latitude élevée de Cuxhaven, Lunebourg et Apenrade, la moyenne des hivers est au-dessus de zéro. C'est un effet du voisinage de la mer, contre-balancé néanmoins par l'influence continentale qui abaisse leur moyenne au-dessous de celle des villes situées en Angleterre sous la même latitude. Dans tous les autres points de l'Allemagne, la moyenne hibernale est au-dessous de zéro; mais aussi les étés sont plus chauds, comme on peut le voir en comparant le tableau de l'Angleterre avec celui de l'Allemagne, en tenant compte des hauteurs au-dessus du niveau de la mer. Il en résulte une plus grande différence entre l'hiver et l'été : elle est de 16° dans l'Allemagne occidentale, dans le voisinage de la mer, et s'élève jusqu'à 20° dans la partie orientale. A Dantzig, on sent la faible influence du voisinage de la Baltique.

Plus nous pénétrons dans l'intérieur du continent, plus les hivers deviennent froids, et plus la différence entre l'hiver et l'été tend à s'accroître, comme le montre le tableau suivant.

TEMPÉRATURES HIBERNALES ET ESTIVALES DANS L'INTÉRIEUR DU CONTINENT.

LIEUX.	HIVER.	ÉTÉ.	DIFFÉRENCE.
Pétersbourg	— 8°,70	15°,96	25°,66
Abo.	5 ,79	16 ,14	21 ,91
Moscou.	—10 ,22	17 ,55	27 ,77
Kasan..	—13 ,66	17 ,35	31 ,11
Barnaul.	—14 ,11	16 ,57	30 ,68
Slatoust.	—16 ,49	16 ,08	32 ,57
Irkutzk.	—17 ,88	16 ,00	33 ,88
Jakouzk.	—38 ,90	17 ,20	56 ,10

Tandis qu'en Angleterre le thermomètre ne descend qu'exceptionnellement à 10° au-dessous de zéro, nous trouvons à l'intérieur du continent, sous des latitudes à peu près égales, une moyenne de — 10°, et il n'est pas rare de voir le mercure geler à Kasan. Dans l'intérieur de la Sibérie, il reste souvent à l'état solide pendant plusieurs semaines. La sérénité du ciel dans ces contrées favorise le rayonnement du sol en hiver et son échauffement pendant l'été; aussi les étés sont-ils plus chauds qu'en Angleterre. La différence entre les moyennes des deux saisons, qui est de 23° dans la Russie occidentale, s'élève à 33° et même à 56° dans l'intérieur de l'empire : elle est donc quatre à cinq fois plus grande qu'en Angleterre.

Cette loi se retrouve partout. La côte occidentale de la Norvége jouit

d'un hiver relativement très-doux et dont la moyenne ne diffère que d'une dizaine de degrés de celle de l'été. Mais à peine a-t-on traversé la crête des Alpes scandinaves qu'on trouve un climat continental. Mêmes relations dans l'Amérique du Nord. Tandis que la côte occidentale se distingue par des hivers doux et des étés froids, la différence des saisons est plus grande à l'intérieur, puis diminue à mesure qu'on se rapproche de l'Atlantique. Toutefois elle est toujours plus grande qu'en Europe. Cela tient à la prédominance des vents d'ouest, qui, traversant une grande étendue de terre, communiquent au climat de ces contrées quelque chose des climats continentaux. Ainsi, dans l'Amérique orientale, les hivers sont plus froids et les étés plus chauds qu'ils ne le seraient sans cette circonstance.

ISOCHIMÈNES ET ISOTHÈRES. — Si on réunit sur une mappemonde tous les lieux dont la moyenne hibernale est la même, il en résulte des courbes appelées *isochimènes* (ἴσος, égal; χειμών, hiver). Celles qui passent par les points où les moyennes estivales sont égales, se nomment *isothères* (ἴσος, égal; θέρος, été). Le nombre des observations n'est pas encore assez grand pour pouvoir tracer ces courbes avec une parfaite exactitude; mais elles sont suffisantes pour faire voir que ces lignes sont loin de coïncider avec les parallèles qui joignent les points situés à la même distance de l'équateur, car les isochimènes s'abaissent vers le sud à mesure qu'on s'éloigne de la côte occidentale de l'Europe en marchant vers l'orient, parce que les pays situés vers l'est ont des hivers beaucoup plus rigoureux que ceux qui sont à l'ouest. Les isothères, au contraire, s'élèvent vers le pôle quand on marche d'occident en orient, et c'est seulement dans l'intérieur du continent qu'à latitude égale les moyennes estivales sont les mêmes. Dans l'Amérique du Nord, on observe quelque chose de semblable; car, à distance égale de l'équateur, les lieux situés à l'ouest des Alleghanis ont des hivers plus froids et des étés plus chauds que ceux qui sont situés au bord de la mer.

On comprendra facilement que ces conditions climatériques aient la plus grande influence sur la distribution géographique des êtres organisés. Beaucoup d'animaux, surtout les quadrupèdes, qui ne peuvent pas faire d'aussi grandes migrations que les oiseaux, évitent les climats extrêmes. Si donc on fait passer une courbe par les points qui limitent au nord l'aire habitée par ces animaux, cette courbe coïncidera presque avec une isochimène. C'est ce que fait voir la carte publiée par M. **Ch. Ritter** sur la distribution des Mammifères sauvages et domestiques en Europe. Ainsi en Suède l'élan vit encore sous le 65e degré de latitude, mais dans l'intérieur de la Sibérie il ne dépasse pas le 55e degré.

Les mêmes observations s'appliquent à la distribution des végétaux sur la terre; mais il faut distinguer avec soin les végétaux arborescents

de ceux qui ne sont qu'annuels et meurent chaque année après avoir porté leurs graines. Les arbres ne peuvent pas résister aussi efficacement aux rigueurs de l'hiver que les végétaux herbacés vivaces; toutefois, si leur période de floraison et de fructification n'est pas longue, ils s'élèvent jusqu'à de hautes latitudes le long des côtes de l'Atlantique, tandis qu'ils s'arrêtent beaucoup plus au sud dans l'intérieur du continent. Ainsi aux environs de Penzance, sur la côte méridionale de l'Angleterre, les myrtes, les *camellia*, les *fuchsia* et les *budleia* passent tout l'hiver en plein air, quoique leurs fruits ne mûrissent pas en été. Les côtes de Bretagne offrent le même phénomène. Le hêtre (*fagus silvatica*) s'étend en Norvége jusqu'au 60° degré. Sur la côte occidentale de la Suède sa limite extrême est sous le 58°; dans le Smoland par 57° et sur la côte orientale dans le voisinage de Calmar. En Lithuanie, elle se trouve entre 54° et 55°; dans les Carpathes, aux environs du 49°; et dans les montagnes de la Crimée, vers 45°[1]. Le houx (*ilex aquifolium*), qui s'avance jusqu'en Écosse et en Norvége, gèle quelquefois aux environs de Berlin et de Halle. Plusieurs espèces de bruyères, l'aune, le peuplier noir, le lilas, le lierre, le gui, l'épine-vinette, le myrtil, ont une distribution géographique analogue.

Les végétaux annuels, et surtout les céréales, se comportent d'une manière différente. Peu leur importent la durée et la rigueur de l'hiver la seule chose essentielle pour eux c'est la période pendant laquelle ils se développent; aussi les courbes qui indiquent leurs limites septentrionales sont-elles parallèles aux isothères. En Norvége, on cultive encore de l'orge dans quelques points situés sous le 70° degré. Vers l'est, sa limite s'abaisse vers le sud, et en Sibérie on ne trouve pas de céréales au nord du 60°. La limite septentrionale du maïs en France est déter-

[1] Le petit tableau suivant présente l'indication des limites latitudinales de plusieurs arbres en Scandinavie.

ARBRES.	LIMITES LATITUDINALES.
Hêtre (*fagus silvatica*)	60° 0'N.
Chêne rouvre (*quercus robur*).	61 0
Arbres fruitiers.	63 0
Noisetier (*corylus avellana*).	64
Epicea (*abies excelsa*).	67 40
Sorbier des oiseleurs (*sorbus aucuparia*) . . .	70 0
Pin silvestre (*pinus silvestris*).	70 0
Bouleau blanc (*betula alba*).	70 40
Bouleau nain (*betula nana*).	71 0

Voyez, pour plus de détails, la note intitulée : « De la distribution des grands végétaux le long des côtes de la Scandinavie, et sur le versant septentrional de la Grimsel: » (*Annales des sciences naturelles*, octobre 1842.) M.

minée par les mêmes lois. Sur les bords de l'Atlantique, elle est au sud de la Rochelle par 45° 30'; mais sur le Rhin elle se trouve entre Mannheim et Strasbourg par 49° de latitude.

Les végétaux arborescents, peu sensibles aux froids de l'hiver, mais qui exigent des étés chauds, ont sur la côte occidentale de l'Europe une limite dépendant de la courbe des isothères. Ainsi la vigne n'est plus cultivée avec avantage sur les côtes de France, au delà de 47° 30'. Dans l'intérieur du pays, elle s'élève vers le 49° et vient couper le Rhin à Coblentz par 50° 20'. En Allemagne elle ne dépasse pas le 51°, auquel elle est sensiblement parallèle dans l'est du continent européen.

TEMPÉRATURE MOYENNE DE LA TERRE. — Avant d'étudier la distribution de la chaleur à la surface du globe, il est nécessaire de donner un tableau des températures moyennes d'un grand nombre de lieux sur la terre[1].

[1] Nous avons substitué à la table de M. Kaemtz celle plus récente et plus étendue de M. Mahlmann, qui a refait tous les calculs de moyennes avec le plus grand soin. Ce tableau est extrait du troisième volume de l'important ouvrage que M. de Humboldt vient de publier sur l'Asie centrale, sous le titre de *Recherches sur les chaînes de montagnes et la climatologie comparée*.

Dans ce tableau les saisons sont celles qui sont usitées en météorologie, savoir : pour l'hiver, décembre, janvier et février; pour le printemps, mars, avril et mai; pour l'été, juin, juillet et août; pour l'automne, septembre, octobre et novembre. — Les températures enclavées entre deux parenthèses ne méritent pas autant de confiance que les autres. — Le nombre des années d'observation se rapporte, en général, à la moyenne annuelle. — Les hauteurs au-dessus du niveau de la mer sont en mètres, comme dans tout le cours de l'ouvrage. M.

TEMPÉRATURE MOYENNE DE 305 LIEUX, D'APRÈS MAHLMANN.

LIEUX.	LATITUDE	LONGITUDE de Paris.	Hauteur au-dessus de la mer	TEMPÉRATURE MOYENNE							NOMBRE des années d'observation.
				Année.	Hiver.	Printemps.	Été.	Automne.	Mois le plus froid.	Mois le plus chaud.	
Ile Melville	74°47' N	113° 8' O	—	—18,7	—33,5	—19,5	2,8	—18,0	—35,8 févr.	5,8 juill.	1
Ile Igloolik	69 19—	85 23—	—	—16,6	—29,7	—16,8	1,7	—14,0	—35,5 déc.	3,9 —	1
Ustjansk	70 55—	136 4 E	—	—16,6	—38,4	—14,7	9,2	—23,9	—40,3 janv.	13,7 —	1-3
Port Bowen	73 14—	91 15 O	—	—15,8	—31,7	—21,0	2,7	—11,9	—35,8 —	3,8 —	1
Boothia-Felix	70 2—	94 10—	—	—15,7	—33,2	—20,7	3,4	—12,4	—35,6 févr.	5,1 —	2-5
Winter-Island	66 11—	85 31—	—	—14,0	—29,1	—14,2	1,7	— 8,0	—31,1 —	2,7 août.	1
Fort Entreprise	64 28—	115 26—	253	......	—30,9	—13,2	....	— 7,3	—34,2 déc.	....	1
Jakouzk	62 1—	126 47 E	117	— 9,7	—38,9	— 8,5	17,2	— 6,6	—40,5 févr	20,3 juill.	pl.
Novaja-Semlja	70 37—	55 27—	—	— 9,5	—16,0	—15,9	2,0	— 7,9	—23,7 mars.	3,1 août.	1
	73 0—	51 30—	—	— 8,4	—19,0	—11,8	3,6	— 6,5	—22,1 févr.	5,0 —	1
Fort Franklin	65 12—	125 53 O	68	— 8,2	—27,2	—10,0	10,2	— 6,0	—30,2 janv.	11,2 juill.	1-2
Fort Reliance	62 46—	109 1—	107	......	—29,1	—10,7	....	.....	—31,7 —	....	1-2
Spitzberg	80 ——	14 — E	—	......	......	......	3,4	......	....	4,6 juill.	1
Mer du Groënland	78 ——	7 —	—	(— 7,7)	......	— 9,4	1,4	......	....	2,8 —	6-12
Novaja-Semlja	73 57—	52 28—	—	— 6,9	—14,1	—10,3	4,2	— 7,4	—17,2 nov.	5,3 —	1
Mer du Groënland	72 ——	21 — O	—	......	......	......	1,4	......	....	1,8 août.	1
	80 ——	8 — E	—	......	......	......	1,4	......	....	2,2 juill.	1
Nain (Labrador)	57 10—	64 10 O	—	— 3,6	—18,5	— 5,8	7,6	2,2	—20,9 févr.	9,3 août.	3
Fort Simpson	62 11—	123 52—	78	— 3,5	—23,5	— 2,8	15,1	— 2,8	—24,8 janv.	17,3 juin.	1-3
Enontekis	68 40—	20 0 E	435	— 2,7	—17,0	— 3,9	12,6	— 2,7	—17,8 —	14,5 juill.	4
Casino sur l'Etna	37 6—	12 41—	2990	— 1,3	— 8,6	— 2,7	6,6	—0,6	»	»	»
St-Bernard	45 50—	4 45—	4843	— 1,0	— 7,8	— 2,0	6,1	— 0,4	— 8,7 —	6,8 —	21
St-Gothard	46 33—	6 14—	2095	— 0,8	— 7,6	— 2,7	6,7	0,0	— 8,4 févr.	7,5 août.	10-11
Slatoust	55 8—	57 8—	322	— 0,7	—16,6	0,8	15,2	0,2	—18,0 —	15,8 juill.	4

Haapakyla	66 27—	21 27—	....	— 0,5	—14,2	— 2,3	14,4	0,1	—15,9 janv.	16,4 —	30
Irkouzk	52 16—	101 58—	409	— 0,2	—17,6	4,5	15.9	— 2,2	—19,5 —	17,5 —	10
Eyafiordur	65 40—	22 0 O	—	0,0	— 6,2	— 2,2	7,7	1,4	— 7,6 déc.	8,3 —	2
Cap Nord.	71 10—	25 50 E	—	0,1	— 4,6	— 1,3	6,4	— 0,1	— 5,5 janv.	8,1 —	1
Ulcaborg	65 3—	23 6—	—	0,7	—11,1	— 2,7	14.3	— 2,2	—13,5 —	16,4 —	6
Umeo	63 50—	17 56—	—	2,1	—10,2	0,6	14,1	3,1	—11 3 —	16,2 —	23
Kazan	55 48—	46 47—	58	2,2	—14,5	2,6	17,0	2,8	—16,5 —	18,4 —	12
Hernoesand	62 58—	15 53—	—	2,3	— 8,1	0,2	13,4	3,6	— 8,7 —	14,8 —	28
Pétersbourg	59 56—	27 59—	—	3,5	— 8,4	1,7	15,7	4,7	—10.3 —	16,9 —	25
St-John's.	47 34—	54 58 O	43	3,5	— 4,9	0,2	12,2	6,5	— 6,2 févr.	14,4 août.	5
Moscou.	55 45—	35 18 E	146	3,6	—10,3	6,3	16,8	1,6	—10.6 janv.	17,6 juill.	25
Reikiavig.	64 8—	24 16 O	—	4,0	— 1,6	2,4	12,0	3,3	— 2,1 févr.	13,5 —	14
Iloulouk	53 52—	168 45—	....	4,1	0,1	2,0	10,5	3,7	— 1,1 déc.	13,4 août.	1-2
Falun	60 59—	15 25 E	121	4,4	— 5,5	3,2	14,6	5,3	— 7,4 janv.	15,8 juill.	9
Abo	60 27—	19 57—	....	4,6	— 5,4	2,6	15,7	5,4	— 6,1 —	17,6 —	17
Tambow	52 47—	39 8—	62	5,1	— 8,7	......	18,4	.....	—12,7 —	20,0 —	12
Port-Famine	53 58 S	75 14 O	—	......	1,1	......	....	5,7	0,6 —	....	1
Upsal	59 52 N	15 18 E	—	5,2	— 3,7	3,4	15,1	6,2	— 4,9 —	16.3 juill.	27
				5,3	......	......	....	.....	— 5,0 —	16,8 —	83
Soendmoer	62 30—	4 0—	—	5,3	— 2,7	4,0	13,3	6,5	— 4,4 —	14,3 —	19
Christiania	59 54—	8 25—	—	5,4	— 3,8	4,0	15,3	5,8	— 4.8 —	16,5 —	10
Eastport	44 54—	69 16 O	—	5,4	— 5,4	3.6	16,1	7,6	— 6.8 —	17,2 —	6
Stockholm	59 21—	15 43 E	41	5,6	— 3,6	3.5	16,1	6,5	— 4.5 —	17.6 —	65
Pompey	42 56—	78 25 O	390	6,1	— 5,3	5,3	17,7	6,8	— 6,2 —	19,0 —	14
Kœnigsberg.	54 43—	18 10 E	—	6.2	— 3,3	5,3	15,9	6.7	— 4,2 —	17,0 —	24
Stift-Tepl.	49 58—	10 55—	643	6.2	— 2,9	6,3	14,7	6,8	— 5,2 —	15,8 —	11
Hohe Peissenberg.	47 48—	8 41—	975	6,2	— 1,6	5,4	14,4	6,5	(—1,6? fév.)	15,0 —	20
St-Lawrence.	44 40—	77 20 O	121	6,2	— 6,8	5,9	18,6	7.4	— 7,9 janv.	20.1 —	12
Halifax.	44 39—	65 57—	—	6,2	- 4,4	2,9	17,2	9,0	— 5.2 —	19.2 —	2-9
Carlstadt.	59 23—	11 10 E	53	6,3	— 2,7	4.7	16,2	6,9	— 3,6 —	17,5 —	10
Wilna	54 41—	22 58—	117	6,3	— 4,6	5,7	17,6	6.5	— 5,9 —	18,5 —	6
Montréal	45 31—	75 55 O	....	6,5	— 8,1	6,8	20,6	8,4	— 9,7 —	21,7 —	15

LIEUX.	LATITUDE	LONGITUDE de Paris.	Hauteur au-dessus de la mer	TEMPÉRATURE MOYENNE Année.	Hiver.	Printemps.	Été.	Automne.	Mois le plus froid.	Mois le plus chaud.	NOMBRE des années d'observation.
Leadhills.	55°25' N	6° 8' O	390	6,6	0,2	6,4	13,1	6,5	— 0,2 janv.	14,0 juill.	10
Hof.	50 19—	9 35 E	487	6,6	— 1,5	5,8	15,9	6,2	— 3,4 —	16,7 —	7
Tegernsée	47 42—	9 25—	735	6,6	— 1,9	5,7	15,3	7,5	. . . .	. . . .	8
Fort Snelling.	44 55—	95 28 O	240	6,6	— 9,8	8,2	21,3	7,2	—11,9 janv.	22,4 juill.	5
Fort Howard.	44 40—	89 22—	185	6,6	— 7,5	5,8	20,5	6,9	— 7,9 déc.	25,0 —	4
…lsit	55 4—	19 33 E	. . . .	6,7	— 3,6	5,9	16,7	7,5	— 5,4 janv.	17,5 —	20
…nelbe	50 38—	13 14—	458	6,7	— 2,6	6,5	15,6	7,2	— 4,5 —	16,4 —	15
…forth	48 37—	12 0—	355	6,7	— 3,5	7,2	16,4	6,0	— 5,0 —	17,5 —	11
…n.	48 25—	6 50—	780	6,8	— 1,6	6,8	14,8	7,1	— 4 1 —	15,7 —	7
…hangelsk. . .	57 5—	137 38 O	. . . .	6,9	0,7	5,2	12,7	8,6	— 0 2 févr.	15,5 août.	3-5
. . . .	56 55—	12 25 E	146	6,9	— 2,5	5,3	17,7	7,1	— 2,8 janv.	18,9 juill.	34
. . . .	54 19—	17 34—	—	6,9	— 3,8	6,0	15,8	7,4	— 5,3 —	16,5 août.	7
. . . .	45 15—	73 14 O	. . . .	6,9	— 5,0	5,7	19,0	8,0	— 5,5 févr.	21,1 juill.	6-7
. . . .	43 12—	73 49—	. . . .	6,9	— 5,2	6,7	18,5	7,6	— 6,0 janv.	19,5 —	10
. . . .	42 58—	75 2—	. . . .	7,0	— 5,6	6,0	19,0	7,9	— 6,7 —	19,7 —	7
U…	60 19—	4 20 E	—	7,2	— 0,1	6,0	15,6	7,4	— 0,7 —	16,9 —	25
Lund	55 42—	10 51—	—	7,2	— 1,4	5,4	16,7	8,3	— 1,9 —	17,4 —	34
Frey…	50 55—	11 0—	403	7,2	— 1,7	7,2	15,9	7,5	— 3,2 —	16,4 —	9
Alford.	57 13—	5 2 O	127	7,3	4,9	6,0	13,7	7,4	0,8 —	14,7 —	7
Gotha	50 57—	8 23 E	308	7,3	— 1,3	7,3	15,5	7,6	— 3,2 —	16,8 —	8
Tabor.	49 24—	12 19—	429	7,3	— 2,7	7,5	16,9	7,7	— 4,6 —	18,0 —	15
Dunfermline.	56 5—	5 46 O	. . .	7,4	2,6	6,1	12,9	7,8	— 2,1 —	15,8 —	20
Applegarth-Manse. . .	55 13—	5 32—	55	7,4	2,4	6,2	13,4	8,0	1,2 —	14,1 —	15
Utica	43 7—	77 35—	146	7,4	— 4,0	6,7	19,0	8,4	— 5,1 févr.	20,4 —	14
Thorshavn.	62 2—	9 6—	—	7,5	4,3	5,6	12,2	8,2	3,3 janv.	13,4 —	2-3
Varsovie.	52 13—	18 42 E	121	7,5	— 2,5	7,0	17,5	8,0	— 4,0 —	18,2 juill.	26

Dantzig	54 21 —	16 18 —	....	7,6	— 1,2	6,7	16,4	8,4	— 2,6 —	17,5 —	26
Zittau	50 54 —	12 28 —	247	7,6	— 1,7	7,5	16,5	8,3	— 3,4 —	17,2 —	12
[illegible]h.	49 57 —	9 16 —	341	7,6	— 1,5	7,9	15,9	8,0	— 2,9 —	16,9 —	19
[illegible] (Pologne)	51 19 —	15 21 —	146	7,8	— 2,0	7,9	17,1	8,4	— 5,7 —	17,8 —	15
[illegible]	50 52 —	18 18 —	273	7,8	— 1,7	7,8	16,0	8,8	— 5,8 —	16,9 août.	7
[illegible]	50 16 —	8 39 —	220	7,8	— 0,9	7,2	17,1	8,2	— 1,7 —	17,6 juill.	12
[illegible]	46 57 —	5 6 —	585	7,8	— 0,9	7,7	15,8	8,5	— 2,8 —	16,6 août.	20
[illegible]	57 41 —	9 56 —	—	7,9	— 0,3	6,5	16,9	8,7	— 1,1 —	17,8 juill.	46
[illegible]	48 22 —	8 34 —	493	7,9	— 0,7	8,5	16,6	8,2	— 5,8 —	17,5 —	22
[illegible]	58 57 —	5 49 O	....	8,0	4,0	6,5	12,5	9,0	5,4 —	13,0 —	12
[illegible]	55 7 —	9 45 E	—	8,0	— 0,3	6,5	16,2	9,4	— 1,5 —	16,8 août.	10
[illegible]	50 4 —	17 37 —	201	8,0	— 3,3	6,9	19,1	8,0	— 5,5 —	19,6 —	13
[illegible]	49 55 —	14 17 —	331	8,0	— 2,3	8,5	17,7	8,1	— 4,6 —	18,8 juill.	14
Kilm[illegible]	56 24 —	5 59 O	45	8,1	3,3	7,4	14,1	8,7	2,7 —	14,9 —	27
Breslau	51 6 —	14 42 E	140	8,1	— 1,0	7,2	17,5	8,1	— 1,5 —	19,1 —	18
Clunie-Manse	57 12 —	4 55 O	58	8,2	— 3,2	7,9	14,8	7,9	2,5 —	15,2 —	28
Copenhague	55 41 —	10 14 E	—	8,2	— 0,4	6,5	17,2	9,3	— 1,4 —	18,2 —	52
Stralsund	54 19 —	10 45 —	—	8,2	— 0,2	7,0	16,5	9,3	— 1,6 —	17,9 —	11
Medfield	42 15 —	73 20 O	....	8,2	— 3,0	6,8	19,6	9,4	— 4,6 —	20,5 —	12
Apenrade	55 3 —	7 5 E	—	8,3	0,6	6,9	16,2	9,0	— 0,4 —	16,9 —	16
Kendal	54 17 —	5 6 O	45	8,3	2,9	7,5	14,5	8,5	1,6 —	14,9 —	21
Alderley-Rectory	53 20 —	4 40 —	...	8,3	2,7	7,6	14,0	8,9	2,1 —	14,4 —	10
Arnstadt	50 50 —	8 37 E	292	8,3	— 1,3	8,5	17,2	8,9	....	....	10
Fulda	50 34 —	7 24 —	273	8,3	— 2,6	8,1	18,7	8,9	— 3,5 janv.	19,6 août.	11
K[illegible]msmünster	48 3 —	11 48 —	361	8,3	— 1,9	....	17,6	.....	....	....	»
Carlsle	54 54 —	5 17 O	—	8,4	3,0	7,5	14,2	8,7	2,3 janv.	14,9 juill.	24
Giengen	48 37 —	7 55 E	481	8,4	0,0	8,9	17,0	8,0	— 2,9 —	17,1 —	16
Swinemün[illegible]e	53 51 —	11 57 —	—	8,5	— 0,7	7,4	17,4	9,5	— 2,6 —	18,4 —	9
Dresde	51 3 —	11 24 —	121	8,5	— 0,4	8,4	17,2	8,4	— 2,0 —	18,0 —	10
Iéna	[illegible]56 —	9 17 —	162	8,5	— 0,7	8,9	16,5	9,1	— 2,8 —	18,1 —	10
St-Gall	47 26 —	7 2 —	....	(8,5)	0,0	7,7	(17,2)	8,9	— 1,7 —	(19,8) —	10
Edimbourg	55 57 —	5 52 O	88	8,6	3,6	7,6	14,4	8,9	2,9 —	15,0 —	17

LIEUX.	LATITUDE	LONGITUDE de Paris.	Hauteur au-dessus de la mer	TEMPÉRATURE MOYENNE Année.	Hiver.	Printemps.	Été.	Automne.	Mois le plus froid.	Mois le plus chaud	NOMBRE des années d'observation.
Cuxhaven	53°53' N	6°24' E	—	8,6	0,3	7,5	17,2	9,2	— 0,4 janv.	17,5 juill.	18
Hambourg	53 33—	7 38—	—	8,6	0,3	8,0	17,0	8,8	— 1,3 —	17,5 —	19
Berlin	52 31—	11 3—	39	8,6	— 0,8	8,0	17,3	8,8	— 2,4 —	18,0 —	25
				8,6	— 0,7	8,4	17,6	9,1	— 3,1 —	18,3 —	22
Ratisbonne	49 1—	9 46—	335	8,6	— 1,4	9,4	17,9	8,7	— 2,8 —	18.9 —	59
Tubingue	48 31—	6 43—	331	8,6	— 0,2	8,6	17,1	8,9	— 2,2 —	17,8 —	13
New-Malton	54 8—	3 7 O	—	8,7	2,5	......	15.1	......	1,9 —	15,9 —	7-9
Manchester	53 29—	4 35—	47	8,7	2,8	7,9	14,8	9,2	2,1 —	15.2 —	25
Andover	42 38—	73 27—	58	8,7	— 2,9	7.2	20,6	9,6	— 4,2 —	21.3 —	11
Sagan	51 39—	12 59 E	125	8,8	— 2,6	7,0	18,2	8,2	— 3,7 —	18,9 —	7
Halle	51 31—	9 37—	111	8,8	0,0	8.6	17,5	9,1	— 2,3 —	19,2 —	5-10
Saaz	50 20—	11 15—	257	8,8	— 1,4	9.1	18,5	9,1	— 2,7 —	19,5 —	13
Andechs	47 58—	8 52—	702	8,8	— 1,2	8,8	18,6	9,1	— 1,6 —	19.5 —	8
Munich	48 9—	9 14—	526	8,9	— 0,4	9.0	17,4	9,1	— 1,5 —	18,0 —	32
Salem	42 31—	73 14 O	—	8,9	— 2,6	7,2	20 6	10,5	— 3,8 —	21 9 —	45
Cambridge (Et.-Unis)	42 22—	73 28—	—	8,9	— 2,8	7,4	20,7	10,1	— 4,1 —	22 0 —	25
Erfurt	50 59—	8 42 E	209	9,0	0,6	8,5	17,3	9,5	— 0,7 —	17,7 —	17
Innsbruck	47 16—	9 4—	526	9,0	— 1,9	10,0	18,3	9,6	— 3,8 —	18,4 —	31
Goettingue	51 32—	7 36—	132	9,1	0,6	......	17,6	......	....	....	0/0
Wangen	48 46—	6 55—	277	9,1	0,4	9.5	17,9	9,4	....	....	13
Rochester	43 8—	80 11 O	156	9,1	— 2,5	8,5	20,3	10,2	— 3,0 févr.	22.3 juill.	10
Albany	42 39—	76 5—	39	9,2	— 3,0	8,7	20.9	9,7	— 3,9 —	22,2 —	17
Salzuflen	52 5—	6 25 E	97	9,3	1,5	8,9	17,3	9,6	— 0,6 janv.	18,1 —	16
Elberfeld	51 16—	4 49—	131	9,3	2,2	8,8	16,5	9,7	1,1 —	17,2 —	12
Nicolaïeff	46 58—	29 59—	—	9,3	— 3,4	9,6	21,8	10,0	— 5,3 —	22.6 —	15
Boston	42 21—	73 24 O	....	9,3	— 1,6	7,7	20,5	10,4	— 3,3 —	21,8 —	10

Dublin.	53°23—	8 41—	—	9,5	4,6	8,4	15,3	9,8	4,3 —	16,0 —	13
Munster.	51 58—	5 18 E	63	9,5	2,2	8,7	16,8	10,1	0,7 —	17,4 —	10
Prague	50 5—	12 6—	191	9,5	— 0,4	9,6	18,9	9 8	— 2,4 —	20,2 —	15
Lausanne	46 31—	4 18—	507	9,5	0,5	9,2	18,4	9,9	— 1,0 janv.	18,7 août.	10
Zwanenburg	52 15—	2 0—	—	9,6	2,6	8,4	16,9	10,6	1,4 —	17.4 juill.	40
Près Londres.	51 31—	2 26 O	....	9,6	3,1	9,0	16,4	10,0	1,7 —	17,3 —	24
Stuttgard	48 46—	6 51 E	248	9,6	0,8	10,0	17,8	9,7	— 1,2 —	18,8 —	40
New-Bedford.	41 38—	73 16 O	....	9,6	— 0,8	7,7	20,1	11,5	— 1,9 —	21,0 —	5
Leyde.	52 10—	2 9 E	—	9,7	2,4	8,4	17,2	10,5	1,2 —	17.9 —	19
Cheltenham	51 55—	4 24 O	....	9,7	3,8	9,2	15,8	10,1	2,7 —	16,8 —	13
Genève	46 12—	3 49 E	396	9,7	1,2	9,5	17,9	10,2	— 0,4 —	18,6 —	40
St-Jean-de-Maurienne.	45 18—	4 4—	546	9,7	0,2	10.0	18.7	9,8	— 0,8 —	19,9 —	12
Sympheropol.	45 0—	31 50—	259	9,7	0,5	10,6	19,6	8 0	— 0,3 —	20,8 —	13
Council Bluffs	41 25—	98 3 O	244	9,7	— 5,2	10,6	23.2	10,3	— 6,9 —	23.9 —	5
Francfort s. M.. . . .	50 7—	6 21 E	117	9,8	1,2	9,9	18,3	10 0	— 0,4 —	18.9 —	30
Strasbourg.	48 35—	5 25—	146	9,8	1,1	10,0	18,1	10,0	— 0,4 —	18,8 —	32
Bâle.	47 34—	5 15—	253	9,8	0,4	9,8	18,4	9,7	— 1,0 —	19,3 —	11
Haarlem.	52 23—	2 18—	—	10,0	2,8	9,2	17,0	11,0	1,0 —	17,7 —	18
Trèves	49 46—	4 18—	156	10,0	1,9	10,0	17,8	10,1	0,0 —	18 7 —	11
Maëstricht.	50 51—	3 21—	49	10,1	1,9	10,0	18,0	11,1	0,0 —	18 9 —	16
Wurzbourg	49 48—	7 36—	172	10,1	1,6	10.2	18,7	9,7	— 0,9 —	19 6 —	27
Vienne	48 13—	14 3—	156	10,1	0,2	10,5	20,3	10,5	— 1,6 —	20,7 —	24-14
Fort George.	46 18—	125 20 O	....	10,1	3,8	9,0	15,5	12,0	2,0 —	16,3 août.	2
Fort Wolcott.	41 29—	73 40—	—	10,1	— 0,1	8.4	20.6	12,2	— 1,3 —	22,2 juill.	5
Bruxelles	50 51—	2 2 E	58	10,2	2,5	10,1	18,2	10,2	1,2 —	18,8 —	36
Carlsruhe	49 1—	6 5—	113	10,2	1,1	10,4	18,9	10,2	— 0,5 —	19,7 —	38
Manheim	49 29—	6 8—	92	10,3	1.5	10,4	19,5	9,8	0,9 —	20,2 —	12
Bade	47 30—	16 43—	156	10,3	— 0,6	10.4	21,1	10,5	— 1,9 —	21,7 —	27
Londres.	51 31—	2 26 O	—	10,4	4,2	9,5	17,1	10,7	3,0 —	17,8 —	40
Lyme-Regis	50 43—	5 16—	—	10,4	5,5	9,2	15,2	11,6	4,5 —	15,8 août.	13
Erasmus-Hall.	40 37—	76 18—	—	10,7	0,4	9,3	21,3	11,8	— 0,5 févr.	22,8 juill.	14
Paris	48 50—	0 0—	64	10,8	3,3	10,3	18,1	11,2	1,8 janv.	18,9 —	33

LIEUX.	LATITUDE	LONGITUDE de Paris.	Hauteur au-dessus de la mer	TEMPÉRATURE MOYENNE							NOMBRE des années d'observation.
				Année.	Hiver.	Printemps.	Été.	Automne.	Mois le plus froid.	Mois le plus chaud	
Montmorency. . . .	49° 0' N	0° 2' O	140	10,9	2,8	10,6	18,7	11,4	0,9 janv.	19,7? juill.	33
Gosport	50 48—	3 26—	—	11,0	5,0	10,1	17,1	11,9	3,9 —	17,8 —	16
Plymouth	50 22—	6 28—	—	11,1	6,9	10,1	16,0	11,7	5,9 —	16,6 —	11
Penzance	50 7—	7 53—	—	11,1	6,6	9,9	16,5	12,1	5,7 —	17,2 —	21
Fort Columbus	40 42—	76 29—	—	11,2	— 0,1	9,9	22,5	12,6	— 0,9 févr.	24,4 —	4-5
Hobarttown	42 45 S	145 15 E	—	11,3	5,6	11,6	17,3	10,9	4,5 janv.	17,3 —	1
Germantown . . .	40 3 N	77 37 O	62	11,5	0,0	10,3	22,8	12,1	— 1,1 —	25,8 —	9
Fort Vancouver. . . .	45 38—	122 34—	....	11,5	4,2	11,0	18,2	12,9	1,7 janv.	19,1 août.	3-4
Sevastopol.	44 36—	31 12 E	49	11,5	1,8	10,2	21,7	12,6	0,6 —	22,4 juill.	15
La Rochelle	46 9—	3 28 O	—	11,6	4,2	10,6	19,4	11,5	2,9 déc.	20,2 —	11
Marietta.	39 25—	83 50—	195?	11,6	0,8	12,3	21,9	11,6	0,0 janv.	22,9 —	11
Baltimore	39 17—	78 58—	....	11,6	0,4	10,4	23,1	12,9	— 0,6 —	24,0 —	8
Turin.	45 4—	5 22 E	279	11,7	0,8	11,7	22,0	12,1	— 0,6 —	22,9 août.	30
Darjiling	27 0—	86 4—	2124	12,0	5,4	12,5	16,3	13,3	4,4 —	16,5 —	2
Middletown	40 24—	76 33 O	....	12,1	2,2	11,3	21,1	13,6	....	....	3
Cincinnati	39 6—	86 47—	162	12,2	0,5	12,4	22,8	12,8	— 1,2 janv.	25,6 juill.	9
Padoue	45 24—	9 32 E	—	12,5	2,8	12,1	21,9	13,0	1,8 —	22,9 —	37
Pavie.	45 11—	6 49—	88	12,7	2,2	12,6	22,8	13,2	0,7 —	23,6 —	12
Péking	39 54—	114 9—	97	.....	— 1,0	14,8	...	.....	— 2,3 —	....	1
				12,7?	— 3,2?	13,5	28,1?	12,4	— 4,1? —	29,1 ?juin.	6
Washington	38 53—	79 22 O	...	12,7	2,3	10,2	21,7	13,5	0,9 —	23,6 juill.	6
Milan.	45 28—	6 51 E	146	12,8	2,1	13,0	22,7	13,2	0,6 —	25,7 —	70
Toulouse	45 36—	0 54 O	152	12,9	3,2	11,8	19,9	13,9	4,1? —	21,5 août.	8
St-Louis (Miss.). . . .	38 36—	91 56—	170	13,0	0,7	12,9	24,1	14,4	— 1,2 —	25,7 juill.	10
Trieste	45 39—	11 26 E	88	13,2	4,1	12,1	21,9	13,7	3,5 —	22,6 —	18
Sienne	43 3—	9 0—	325	13,4	5,2	12,4	21,7	1,40	4,4 janv.	22,7 —	5

Brescia	45 33—	7 34—	152	13,5	3,7	13,9	22,4	14,0	2,4 —	23,6 —	17
Venise	45 26—	10 0—	—	13,7	3,3	12,6	22,8	13,3	1,8 —	23,9 —	19-7
Constantinople	41 0—	26 39—	....	13,7	4,8	11,0	23,0	13,8	....	....	1-3
Bordeaux	44 50—	2 33 O	—	13,9	6,1	13,4	21,7	14,4	3,0 janv.	22,9 juill.	10
Mafra	38 56—	11 41—	228	13,9	9,6	12,7	18,2	15,1	9,2 —	19,7 —	4
Otacamound	11 55—	74 30 E	2241	13,9	11,4	16,3	14,1	13,8	11,1 —	16,9 avril.	2-4
Moussouri	30 27—	75 42—	1910	14,0	5,5	15,9	19,8	14,8	4,8 —	20,0 juin.	2-5
Montpellier	43 36—	1 32—	—	14,1	.....	......	....	......	....	....	14
				15,3?	6,9	13,8	24,4	16,1	3,6 janv.	25,7 juill.	10-12
Marseille	43 18—	3 2—	43	14,1	6,9	12,9	21,4	14,7	5,2 —	22,8 —	16-10
Bologne	44 30—	9 1	82	14,2	2,8	14,5	25,2	14,3	1,2 —	26,4 —	8-10
Camajore	43 55—	8 0—	....	14,2	6,7	13,6	21,9	14,8	6,0 —	23,1 —	41
Madrid	40 25—	6 2—	665	14,2	5,6	14,2	23,4	13,7	....	....	2-3
Avignon	43 57—	2 28—	—	14,4	5,8	13,9	23,1	14,6	4,8 janv.	23,8 août	25
Caserna	43 40—	8 10—	....	14,6	6,8	13,7	22,5	15,1	5,4 —	23,5 juill.	8
Lucques	43 51—	8 10—	....	14,9	4,6	16,1	23,6	15,3	4,0 —	24,6 —	36
Santa-Fé-de-Bogota	4 36—	76 34 O	2631	15,0	15,1	15,3	15,3	14,5	14,0 déc.	16,1 févr.	1-2
Toulon	43 7—	3 36 E	—	15,1	8,6	13,3	22,3	16,3	7,3 janv.	23,2 juill.	11-12
Lohoughat	29 23—	79 56—	1696	15,2	7,5	13,4	21,7	16,3	7,0 —	21,9 —	2
Florence	43 47—	8 55—	64	15,3	6,8	14,7	24,0	15,7	5,3 —	25,2 —	12
Rome	41 54—	10 8—	53	15,4	8,1	14,1	22,9	16,5	7,2 —	23,9 —	30
Perpignan	42 42—	0 54—	53	15,5	7,2	14,4	23,9	16,2	5,5 —	25,5 —	6
Nice	43 42—	4 57—	—	15,6	9,3	13,3	22,5	17,2	8,3 —	23,6 août.	20
Quito	0 14 S	81 5 O	2914	15,6	15,4	15,7	15,6	17,5	14,8 juill.	16,5 mars.	2-5
Près Naples	40 52 N	11 55 E	150	15,7	8,7	14,3	23,5	16,3	7,9 janv.	24,6 août.	18
				16,0	8,8	14,7	23,6	16,8	7,7 —	25,1 —	8
Chapel-Hill	35 54—	81 19 O	....	15,7	5,4	15,4	25,2	16,7	2,4 —	25,6 juill.	3
Cagliari	39 13—	4 6 E	101	16,3	10,2	14,0	22,4	18,3	8,9 —	23,9 août.	3
Naples	40 51—	11 55—	55	16,7	9,9	15,6	23,9	17,3	9,0 —	25,0 —	8
				16,4	9,8	15,2	23,8	16,8	9,2 —	24,5 —	18
Lisbonne	38 42—	11 29 O	72	16,4	11,3	15,5	21,7	17,0	11,2 —	22,3 juill.	5
Mexico	19 26—	101 26—	2271	16,6	13,0	18,1	19,1	16,2	12,3 —	19,7 juin.	2

LIEUX.	LATITUDE	LONGITUDE de Paris.	Hauteur au-dessus de la mer	TEMPÉRATURE MOYENNE Année	Hiver.	Printemps.	Été.	Automne.	Mois le plus froid.	Mois le plus chaud	NOMBRE des années d'observation.
Buénos-Ayres	34°37' N	60°44' O	—	16,9	11,4	15,2	22,8	18,1	11,0 janv.	25,8 août.	1-4
Barcelone	41 22 —	0 9 —	....	17,0	10,0	15,5	24,5	17,8	9,2 —	25,5 —	55
Laguna (Ténériffe)	28 30 —	18 39 —	546	17,1	13,6	15,4	20,2	18,9	12,9 —	21,7 —	8
Palerme	38 7 —	11 1 E	55	17,2	11,4	15,0	23,5	19,0	10,7 févr.	24,6 —	59
Constantine	36 20 —	4 14 —	....	17,2	10,2	12,3	26,6	19,7	....	....	1
Kathmandou	27 42 —	85 20 —	1413	17,3	8,4	18,4	24,3	18,2	7,0 janv.	24,9 juill.	2-3
Abbeville (Caroline)	34 10 —	84 46 O	....	17,5	8,3	18,7	26,7	16,3	....	....	1
Alger	36 47 —	0 43 —	—	17,8	12,4	17,2	23,6	21,4	(14,5 mars)	24,7 août.	4
Gibraltar	36 7 —	7 41 —	....	17,9	13,8	17,3	22,7	17,8	13,7 févr.	23,5 juill.	2
Nicolosi	37 35 —	12 46 E	706	18,0	10,7	16,6	25,9	18,7	10,1 —	27,8 août.	5-7
Canea	35 29 —	21 40 —	....	18,0	12,4	15,6	25,2	18,9	11,9 janv.	27,5 —	1-2
Paramatta	33 50 S	148 50 —	—	18,1	12,5	19,2	23,3	18,2	11,7 —	24,2 juin.	5
Savannah	32 5 N	83 27 O	....	18,1	10,9	18,0	25,1	18,3	....	....	5
Smyrne	38 26 —	24 48 E	....	18,2	11,1	14,6	26,0	21,1	....	....	1
Nangasaki	32 45 —	127 52 —	....	18,3	8,4	15,5	27,7	21,6	....	....	2
Près de Natchez	31 34 —	93 45 O	58	18,3	10,0	19,1	25,4	18,6	8,8 janv.	26,2 juill.	9
Funchal	32 38 —	19 15 —	—	18,7	16,3	17,5	21,1	19,8	15,7 —	22,3 août.	6
Messine	38 11 —	13 14 E	—	18,8	12,8	16,4	25,1	20,7	12,5 —	26,2 —	5-6
Cap de B.-Espérance	33 55 —	16 8 —	—	19,1	14,8	18,6	23,4	19,4	14,3 —	24,1 —	7-11
Montevideo	34 54 S	58 33 O	....	19,3	14,1	18,1	25,2	20,0	13,3 déc.	26,7 juill.	1
Smithville	34 0 N	80 25 —	....	19,3	11,4	18,9	26,7	20,1	10,7 févr.	27,5 —	5
Nouvelle-Orléans	29 58 —	92 37 —	....	19,4	11,8	18,9	26,5	20,4	11,4 —	26,7 —	4
Catane	37 30 —	12 40 E	—	19,6	12,6	17,5	26,9	21,4	11,3 janv.	28,4 août.	4-7
St-George (Bermudes)	32 20 —	67 10 O	—	19,7	15,1	17,6	24,0	22,2	14,4 —	24,9 sept.	1
Bâton-Rouge	30 26 —	93 25 —	—	19,7	11,7	20,2	27,0	19,9	11,2 —	27,7 juin.	2
Jesup. Cantonm	31 30 —	96 9 —	53	20,2	11,8	20,7	28,3	19,8	11,3 févr.	28,9 août.	5

Tunis.	36 48—	7 51 E	—	20,3	13,2	18,3	28,3	21,9	11,7 janv.	30,3 —	3-4
Clinch. Cant..	30 24—	89 34 O	. . .	20,4	12,0	21,1	28,8	20,7	11,0 févr.	28,0 juill.	3
Fort-St-Philippe . . .	29 29—	91 41—	—	20,8	12,4	21,4	28,3	22,6	. . . .	. . . .	2-1
Fernandina.	30 35—	84 55—	—	21,1	15,7	21,1	26,1	21,7	. . . .	. . . .	2-1
Canton	23 8—	110 56 E	—	21,0	12,7	21,0	27,8	22,7	11,4 janv.	28,3 juill.	10
				21,6	13,7	21,8	28,2	22,5	13,5 —	28,5 juin.	3
Las-Palmas (Canaries).	28 0—	17 51 O	—	21,8	18,0	19,4	25,8	26,2	17,8 —	29,2 oct.	12
Ste-Croix-de-Ténériffe.	28 28—	18 36—	—	21,9	18,1	21,3	24,9	23,4	17,7 —	26,1 août.	2-3
Fort King	29 3—	84 30—	. . . .	22,0	16,5	21,4	28,1	21,7	. . . .	. . . .	1
Caracas.	10 31—	69 25—	887	22,0	20,9	21,8	23,4	22,2	20,0 févr.	24,0 juill.	1-2
Ste-Augustine	29 48—	83 55—	. . . .	22,3	15,3	21,9	28,2	24,0	. . . .	. . . .	1
Le Caire.	30 2—	28 55 E	. . . .	22,4	14,7	22,0	29,2	25,5	13,6 janv.	29,6 août	3
Seharanpour.	29 57—	75 23—	308	22,4	12,2	24,8	30,0	22,4	11,1 —	32,2 juin.	1
Cant. Brooke.	27 57—	84 55 O	—	22,4	16,2	22,7	26,7	24,0	. . . .	. . . .	1
Macao	22 11—	111 14 E	—	22,5	16,4	21,1	28,3	24,1	14,5 févr.	28,6 juill.	2-5
Candy	7 18—	78 30—	513	22,7	22,3	23,5	22,8	22,4	21,8 janv.	24,2 mai.	5-6
Ambala	30 25—	74 25—	331	22,8	13,2	25,4	30,1	22,6	11,7 —	31,9 juin.	3-4
Ubajoy	23 —	84 45—	94	23,0	18,3	21,7	28,4	23,9	16,8 déc.	28,7 juill.	4
Rio-Janeiro	22 55 S	45 36 O	. . . .	23,1	20,5	22,5	26,1	23,6	19,6 janv.	26,7 —	7-9
Honerourou	21 19—	160 21—	. . . .	23,7	21,6	23,0	25,5	24,8	21,3 —	25,9 août.	2-5
Nasirabad	26 18 N	72 25 E	458	24,5	15,6	27,6	30,0	24,7	14,5 déc.	32,4 mai.	4
St-Louis (Sénégal) . .	16 1—	18 53 O	—	24,6	21,1	21,4	27,6	28,2	19,9 févr.	30,8 sept.	1
Key-West	24 34—	84 13—	—	24,7	21,5	24,2	27,9	25,5	20,8 janv.	28,1 août.	6-8
Port-Louis	20 10 S	55 8 E	—	24,9	21,6	23,8	28,1	26,0	21,1 févr.	28,4 —	10-6
Pouaah	18 30 N	72 —	546	24,9	21,5	26,7	26,1	25,3	20,8 déc.	27,9 mai.	4
Abouscheher.	28 15—	48 34—	. . . .	25,0	16,5	23,8	33,3	26,5	15,4 —	34,5 juill.	1
Delta de l'Indus. . . .	24 44—	65 57—	. . . .	. . . . . .	17,8	. . . . . .	. . . .	. . . . .	17,2 févr.	. . . .	1
Fouttigourh	27 22—	77 12—	181	25,0	15,3	28,5	31,7	24,5	14,1 janv.	33,0 juin.	2
La Havane.	23 9—	84 45 O	—	25,0	22,6	24,6	27,4	25,6	21,9 —	27,5 août.	8
St-Denis	20 52 S	53 0 E	43	25,0	22,6	24,9	26,7	25,6	22,1 —	27,1 —	2
Vera-Cruz	19 12 N	98 29 O	—	25,0	21,5	25,0	26,0	27,5	21,2 —	27,8 mai.	15
Seringapatam.	12 45—	74 21 E	735	25,1	22,9	28,5	24,4	24,5	21,6 —	29,4 —	2

LIEUX.	LATITUDE	LONGITUDE de Paris.	Hauteur au-dessus de la mer	TEMPÉRATURE MOYENNE Année.	Hiver.	Printemps.	Été.	Automne.	Mois le plus froid.	Mois le plus chaud	NOMBRE des années d'observation.
Benarès	25°19' N	80°35' E	97	25,4	16,3	30,0	29,6	24,1	15,2 déc.	33,4 mai.	4
Matanzas	25 2—	83 58 O	35	25,5	22,5	25,8	27,6	26,2	21,5 févr.	27,8 juill	3
Ava	21 40—	113 40 E	97	25,7	20,4	27,7	28,7	26,2	18,9 janv.	30,1 avril.	1
Calcutta	22 35—	86 0—	—	28,5	19,9	28,1	28,5	26,1	18,4 —	29,9 mai.	17-8
Bombay	18 56—	70 54—	—	26,0	23,2	27,2	28,1	27,5	22,4 —	29,3 —	2
Jamaïque	17 50—	79 2 O	....	26,1	24,6	25,7	27,4	26,6	24,4 —	27,6 juill.	5
Tortola	18 27—	67 0—	255	26,2	(25,5)	(25,2)	27,0	26,8	24,2 mars.	27,3 août.	3
Kobbe	14 11—	25 48 E	487	26,5	19,9	28,7	30,0	27,4	18,8 janv.	30,3 juill.	2
Paramaribo	5 45—	57 33 O	....	26,5	25,9	26,3	26,9	28,2	25,6 févr.	28,6 sept.	1-3
Sinkapour	1 17—	101 30 E	....	26,5	25,9	26,9	27,1	26,7	25,6 janv.	27,4 juin.	6
St-Barthélemy	17 53—	65 20 O	—	26,6	26,1	26,6	27,4	26,4	25,9 févr.	28,5 juill.	2
Batavia	6 9 S	104 33 E	—	26,8	26,2	26,8	27,2	27,1	25,9 janv.	27,8 juin	1
Fort Dundas	11 25—	127 45 O	—	27,0	24,0	27,5	28,8	27,8	22,3 —	29,5 —	1
Anjarakandy	11 40 N	73 20 E	—	27,2	26,9	29,0	26,1	26,7	25,7 juill.	29,8 avril.	10-15
Christiansborg	5 24—	2 10 O	—	27,2	27,4	29,0	25,5	27,0	24,6 août.	29,2 —	3-4
St-Luis de Maranhão	2 31 S	46 36—	—	27,2	27,0	27,0	26,9	26,4	26,5 oct.	27,1 juill.	2-1
Cumana	10 28 N	66 30—	—	27,4	27,0	28,6	28,1	......	26,9 janv.	29,2 mai.	1
Trinconomale	8 34—	79 2—	—	27,4	25,7	28,4	28,9	27,2	25,4 —	29,2 juin.	4-5
Côte de Guinée	5 30—	2 —	—	27,4	28,1	28,3	26,4	27,0	25,6 août.	28,8 févr.	1-2
Nagpour	21 9—	76 51 E	273	27,5	22,7	32,9	28,2	26,4	21,9 janv.	35,7 mai.	3
Madras	13 5—	77 57—	—	27,8	24,8	28,6	30,2	27,5	24,1 —	31,3 juin.	25
Kouka	13 10—	12 10—	351	28,2	23,8	32,6	29,0	27,2	20,6 déc.	33,7 avril.	1-2
Karikal	10 55—	77 24—	....	28,7	26,4	30,0	29,9	28,6	25,5 —	31,5 mai.	1
Rio-Hacha	11 28—	75 20 O	—	......	27,6	28,5	....	......	27,4 janv.	(29,1 juin)	1
Maracaybo	11 19—	76 29—	—	29,0	27,8	29,5	30,4	29,5	27,3 —	30,5 août.	1
Masfaoua (Abyssinie)	15 36—	37 9 E	—	(31,0)	26,7	29,5	....	32,0	25,5 —	(38,8 sept)	1

TEMPÉRATURES DIFFÉRENTES A LATITUDE ÉGALE. — Le tableau précédent fait voir que la température d'un lieu dépend non-seulement de sa latitude, mais encore de sa longitude. Ainsi Eastport en Amérique et Stockholm ont une température moyenne de 5°,5 environ, et cependant leurs latitudes diffèrent de 14°. On trouve une moyenne variant entre 11° et 11°,5 à Germantown, aux Fort Columbus, Fort Vancouver, Penzance, Plymouth et Sevastopol, c'est-à-dire par 40°; 40° 42′; 45° 38′; 50° 7′; 50° 22′ et 44° 36′ de latitude nord. Ainsi, à partir de la côte occidentale de l'Amérique du Nord, où elle se rapproche le plus de l'équateur, la ligne qui passe par tous les points dont la température est de 11° à 11°,5, s'élève d'un côté vers la côte orientale du nouveau continent, où elle atteint le 45° degré de latitude; de l'autre, vers l'Europe, où elle dépasse le 50° : sa plus grande amplitude est de 10° de latitude. Sur les bords de la mer Noire, elle descend jusqu'au 44°; et si nous connaissions le climat du centre de l'Asie, il est probable qu'elle s'abaisserait encore plus vers l'équateur dans l'intérieur de ce continent. L'angle sous lequel les rayons du soleil viennent frapper la terre n'est donc pas le seul élément qui détermine la température; il en est d'autres que nous allons analyser.

CAUSES PHYSIQUES DES DIFFÉRENCES DE TEMPÉRATURE. — Les vents sont la cause la plus puissante des ruptures d'équilibre dans la température. Leur action n'est pas toujours immédiate, mais en l'étudiant on se confirme dans l'idée que tous les phénomènes atmosphériques sont liés entre eux et réagissent les uns sur les autres de manière à jouer alternativement le rôle de cause et d'effet.

Si la surface de la terre était complétement unie et composée seulement de terre ferme, ou enveloppée entièrement d'un immense océan, on trouverait probablement à latitude égale la même température. Toutefois, en analysant le phénomène, on voit que cette diminution de chaleur ne dépend pas uniquement de la moindre hauteur de soleil au-dessus de l'horizon; car les vents alizés, entraînant sans cesse vers l'équateur des masses d'air provenant des latitudes élevées, rafraîchissent les régions intertropicales, dont le climat est moins brûlant que si l'océan atmosphérique était dans un repos parfait. Le vent élevé de S.O., au contraire, qui provient de l'équateur, s'abaisse vers la terre à mesure qu'il s'avance vers les pôles, communique aux régions qu'il touche une portion de la chaleur équatoriale et adoucit la rigueur de leur climat. Les observations que nous avons rapportées confirment ces faits de la manière la plus positive. En effet, si nous choisissons une série de lieux situés tous sous le même méridien, mais très-éloignés les uns des autres en latitude, nous trouverons que la diminution de la température n'est pas proportionnelle à la différence en latitude et qu'il serait impossible de déduire le climat thermométrique d'un lieu quelconque de ce seul

élément. Les différences entre le calcul et l'observation sont telles, qu'on ne saurait les attribuer à l'emploi d'instruments imparfaits ou à l'influence d'années à températures exceptionnelles. Ainsi pour l'équateur le calcul donne des températures plus fortes que celles qu'on trouve par l'observation directe. Dans des latitudes plus élevées, au contraire, les chiffres auxquels il conduit sont trop faibles. Ces deux résultats s'expliquent très-bien par l'influence opposée des vents alizés qui réchauffent les pôles et rafraîchissent l'équateur.

Les différences entre les températures moyennes de deux contrées situées à la même distance de l'équateur sont une conséquence des masses relatives de terre et d'eau dont elles sont environnées. La grande capacité de l'eau pour la chaleur (p. 10–11) fait que les deux grandes mers qui s'étendent d'un pôle à l'autre, entre les deux vastes continents, sont plus froides que la terre en été, mais plus chaudes qu'elle en hiver. Par conséquent, les vents occidentaux, qui proviennent de la mer et soufflent plus rarement en été qu'en hiver (p. 48–49), communiqueront dans cette saison une plus grande somme de chaleur aux côtes occidentales des continents. Cette induction est confirmée par l'expérience. Mais, lorsque ces vents arrivent dans l'intérieur des terres, leur température est déjà moins élevée, surtout si ces vents rencontrent près des côtes occidentales de hautes chaînes de montagnes. C'est le cas en Écosse et surtout en Norvége : aussi n'est-il point sur la terre de pays qui, à latitude égale, jouisse d'un climat aussi doux que celui que nous venons de nommer en dernier lieu.

Outre leur température élevée, ces vents de S.O. se distinguent encore par leur humidité, qui est telle, qu'en hiver ils sont presque entièrement saturés de vapeur d'eau; de là le ciel presque constamment brumeux de l'Europe et de l'Amérique occidentales pendant cette saison. Ces nuages s'opposent au refroidissement de la terre par rayonnement; en passant à l'état liquide, les vapeurs dont ils sont chargés dégagent leur chaleur latente, et la température de l'air s'élève sous cette double influence. Dans l'intérieur des continents, au contraire, un ciel serein favorise le rayonnement et détermine l'abaissement de la température. L'équilibre ne se rétablit pas en été; car si, dans cette saison, le ciel était aussi souvent serein qu'en hiver, le soleil agirait énergiquement; mais dans l'intérieur du continent européen, le ciel étant souvent nuageux en été, la température moyenne de l'année est plus basse que sur les côtes occidentales.

Il en est de même des côtes orientales. Le Kamtchatka est plus chaud que la Sibérie, New-York a une température plus élevée que celle des villes situées sur le Mississipi. Toutefois dans les hautes latitudes les côtes occidentales sont toujours plus froides que les orientales. En général, l'élévation de la moyenne est due au voisinage de la mer, son abaissement à celui du continent; car les vents de S.O., qui, surtout en hiver,

ont passé sur de grands continents, arrivent dépouillés de toute humidité sur les côtes orientales, où la sérénité habituelle du ciel favorise le rayonnement.

Les différences de température telles que celles que nous venons de signaler existeraient quand même la mer serait parfaitement calme; mais ce qui tend encore à les accroître, c'est l'existence des courants marins, qui favorisent cette distribution inégale de la chaleur. On les remarque principalement sur les deux rives de l'Atlantique, et ils nous expliquent la douceur des climats des côtes occidentales de l'Europe, et certaines particularités climatériques des régions orientales de l'Amérique.

L'alizé, qui souffle régulièrement sur l'Atlantique, pousse vers l'ouest une masse d'eau considérable; ce courant occidental s'élargit donc toujours jusqu'au cap Saint-Roch, où il se divise en deux branches, dont l'une descend vers le sud, tandis que l'autre remonte vers le nord en longeant la côte est de l'Amérique. Cette dernière branche entre dans le golfe du Mexique, puis se précipite dans le canal de Bahama, et de là remonte vers le nord sous le nom de *Gulfstream*, en parcourant environ 80 milles marins (148 kilomètres) dans un jour. Cette masse d'eau, exposée longtemps aux rayons du soleil des tropiques, a une température de plus de 27° au sortir du golfe du Mexique. Le courant s'élargit en remontant la côte américaine, et sa vitesse diminue. Entre Cayo-Biscaino et le banc de Bahama, sa largeur est de 9 myriamètres environ; par le parallèle de Charlestown, en face du cap Henlopen, elle s'élève déjà à 25 myriamètres; mais sa vitesse diminue au point qu'il ne parcourt plus que 60 à 70 milles en un jour.

Plus au nord, les côtes de la Géorgie et de la Caroline changent sa direction; il tourne au N.E., passe près du cap Hatteras, et poursuit sa marche jusqu'au banc de Saint-George, à l'est de Nantucket. Là, par 49° 30′ de lat. et 67° de long. O. de Paris, il a une largeur de 47 myriamètres; sous ce parallèle il tourne subitement à l'est, de façon que son bord occidental devient sa limite septentrionale et longe le banc de Terre-Neuve. Ses limites sont dépendantes des saisons. Lorsque, pendant l'automne, il y a des coups de vent venant du nord et du N.O., alors il se fait entre le banc de Terre-Neuve et la limite occidentale du courant une accumulation d'eau considérable qui le dévie vers l'est. De là il tourne vers l'E.S.E. jusqu'aux Açores, où sa largeur est de 78 myriamètres ou plus, et sa vitesse de 30 milles (55 kilomètres) par jour. Il se meut avec moins de régularité le long de la côte de Guinée; toutefois sa rapidité est encore d'environ 25 milles par jour.

Une branche moins importante et plus dépendante de la direction des vents se sépare du courant principal vers 45° à 50° lat. N. près du banc du Bonnet-Flamand, et se dirige vers l'Europe. C'est surtout lorsque les vents d'ouest ont soufflé pendant longtemps sans interruption que ce cou-

rant est sensible. Tous les ans il porte sur les cotes de l'Irlande et de la Norvége des fruits et des graines d'arbres qui appartiennent aux parties chaudes de l'Amérique. Sur la côte occidentale des Hébrides, on trouve souvent des graines de *Dolichos urens*, *Guilandina Bonduc*, *G. Bonducella*, *Mimosa scandens* et d'autres plantes de la Jamaïque, de Cuba et du continent américain. Ce courant y apporte aussi des carapaces de tortues, des barriques de vin provenant de navires naufragés dans la mer des Autilles[1].

Ces mêmes vents d'ouest, qui poussent le *Gulfstream* jusque dans le voisinage de l'Europe, produisent sur les côtes de France un courant local que **Rennell** a fait connaître; on lui a donné le nom de ce savant géographe. Ces mêmes vents font entrer le courant dans le golfe de Biscaye, où il tourne au nord, longe les côtes de France, et s'élargit dans le voisinage de l'Angleterre au point d'être à peine sensible, à cause de la variabilité des vents.

Le *Gulfstream*, en traversant l'Atlantique, forme un courant bien limité qui conserve pendant longtemps sa température originelle. Déjà, en 1780, **Franklin** et **Blagden** recommandaient aux navigateurs d'employer le thermomètre pour s'assurer s'ils étaient dans le *Gulfstream*. D'après M. **de Humboldt,** la mer avait entre 40° et 41° de latitude une température de 22°,5, tandis qu'en dehors du courant elle était de 17°,5. Lorsque **Sabine** sortit du courant par 36° 14′ N. et 74° O. de longitude, entre 10 heures du matin et midi, le thermomètre descendit, dans l'espace de deux heures, de 25°,3 à 16°,9, ainsi de 6°,4, sans que la profondeur de la mer ait sensiblement changé. La température de l'air au-dessus du courant participe de celle de l'eau, comme le prouvent toutes les observations.

Ces courants élèvent singulièrement la température des côtes qui sont baignées par eux. Dans les latitudes basses, un courant d'eau chaude longe les Florides, tandis qu'un courant venant du nord descend le long de la côte d'Afrique. Aussi, quoique sous la même latitude, les Florides sont-elles plus chaudes de 1° à 2° que les Canaries. Si nous examinons les pays situés en dehors des vents alizés, les deux côtes ont sensiblement la même température moyenne. Les différences commencent vers le 30° degré de lat. N. Sur la côte orientale de l'Amérique, la température s'abaisse beaucoup plus rapidement que sur celle d'Europe à mesure qu'on s'éloigne de l'équateur. Cet abaissement est surtout sensible dans les points où le *Gulfstream* s'éloigne du nouveau continent. Si nous réunissons les latitudes sous lesquelles on trouve les températures

[1] En 1838, j'ai trouvé avec M. Lottin, à Kielvig, près du cap Nord, une graine de *Mimosa scandens* parmi les galets du rivage. Elles y sont fort communes, car on en voit chez tous les pêcheurs de la côte.

moyennes de 25°, 20°, 15°, 10°, 5° et 0°, nous trouvons les rapports suivants :

LATITUDE DES POINTS D'ÉGALE TEMPÉRATURE MOYENNE SUR LES COTES D'EUROPE ET D'AMÉRIQUE.

TEMPÉRATURE.	CÔTE D'AMÉRIQUE.	CÔTE D'EUROPE.	NORVÉGE.
25°	24°21′	18°49′	»
20	32 20	31 27	»
15	38 24	41 33	»
10	41 30	52 5	»
5	44 51	60 7	63°23′
0	51 57	66 48	70 56

Les vents de S.O., qui dominent dans les hautes latitudes, sont échauffés par le *Gulfstream*, et élèvent la température de l'Europe occidentale au point que l'isotherme de zéro coupe la côte de Norvége à 20° plus au nord que celle d'Amérique, c'est-à-dire à une latitude où l'on trouve sur la côte orientale d'Amérique des températures de — 10° et de — 15° dans l'intérieur des terres.

Quoique généralement plus chaude que la côte orientale des deux continents, la côte occidentale de l'Amérique n'a cependant point une température comparable à celle de la côte occidentale de l'Europe; cela tient à la direction des courants marins. Lorsqu'il s'incline à l'ouest, le courant équatorial a une grande largeur; mais les îles, si nombreuses dans l'océan Pacifique, le détournent de sa direction, et, entre la Nouvelle-Hollande et les Philippines, il y a des courants dépendants des moussons; c'est seulement sur les côtes du Japon qu'on trouve un courant allant au N.E., et qui est comparable, par son étendue et sa rapidité, au *Gulfstream* de l'Atlantique. Toutefois les vents de S.O. poussent vers l'Amérique des masses d'eau considérables, car on trouve sur les côtes de Californie, et près d'Alaschka, des débris de jonques japonnaises; mais jamais ce courant n'atteint la température du *Gulfstream;* aussi les vents qui réchauffent le Kamtchatka et la côte occidentale de l'Amérique ne sont-ils point comparables pour la température à ceux qui ont passé sur le *Gulfstream*.

TEMPÉRATURE DE L'ÉQUATEUR. — Si l'on choisit des lieux situés entre les tropiques, on peut déduire de leur température moyenne celle de l'équateur, et obtenir un résultat qui doit se rapprocher singulièrement de la vérité. En effet, dans ces limites les différences en latitude ont beaucoup moins d'influence sur le climat que lorsqu'on se rapproche davantage de la zone arctique. Cela tient à la faible variation

de la hauteur du soleil dans les différentes saisons, et à l'influence des courants marins et aériens constants qui règnent dans ces régions. Car, ainsi que nous l'avons vu, la côte est de l'Amérique est réchauffée par un courant équatorial, et la côte ouest rafraîchie par un courant venant du nord. Dans l'Inde, on trouve l'influence toute-puissante des moussons; mais, sur la côte occidentale de l'Amérique du Sud, la température parait décroître très-rapidement; toutefois les observations sont encore peu nombreuses dans ces pays, et nous ne pouvons déterminer rigoureusement la loi de ce décroissement.

M. **de Humboldt** a fixé approximativement à 27°,5 la chaleur de l'équateur, et, en effet, si nous examinons quelle est la température de différents points situés près de la ligne, nous trouvons les nombres suivants :

Côte O. de l'Afrique. Hémisphère boréal.	27°,85
Côte E. de l'Amérique. Hémisphère boréal et austral. . .	27 ,74
Indoustan et Ceylan.	27 ,29
Côte orientale de l'Asie.	27 ,66
Grand Océan.	27 ,27
Côte orientale de l'Amérique.	27 ,40

La moyenne est de 27°,53, ce qui confirme singulièrement le résultat trouvé par M. **de Humboldt.** Cependant ceci n'est vrai que des côtes; dans l'intérieur de l'Afrique et de l'Amérique, la température est plus élevée qu'au bord de la mer. Un voyageur distingué, M. **Boussingault,** a publié des observations faites dans diverses parties des Andes. Quoique ces points soient souvent situés à plus de 3,000 mètres au-dessus du niveau de la mer, on peut cependant déterminer d'une manière approximative la température qu'ils auraient eue s'ils étaient au niveau de l'Océan. Or, en déduisant le décroissement de la température de ces observations elles-mêmes, je trouve plus de 28°; mais ici se montre clairement l'influence que les circonstances extérieures ont sur la température moyenne : car, à latitude et à hauteur égales, les pays nus et arides ont une température d'un degré plus élevée que ceux qui sont couverts de forêts, et, par conséquent, arrosés de pluies fréquentes. C'est à l'absence de végétation qu'il faut attribuer le climat brûlant de l'intérieur de l'Afrique. Le petit nombre d'observations que l'on possède semblent lui assigner une température de 29°,2, et cependant ces lieux sont encore situés à plus de 300 mètres au-dessus du niveau de la mer.

Les faits précédents prouvent l'influence opposée de la terre et de la mer, mais ils ne décident pas la question de savoir si, sous chaque méridien, les points les plus chauds sont à l'intersection de ce méridien

avec l'équateur. Il est probable que les pluies violentes causées par les courants aériens ascendants dans le voisinage de l'équateur doivent donner lieu à des différences de plusieurs degrés.

M. **Berghaus** a donné, dans la seconde partie de son Atlas physique, une carte où il a réuni tous les points dont la température est un *maximum*. Cette courbe, qu'il nomme *l'équateur de chaleur*, suit à peu près l'équateur terrestre, et présente des inflexions dont on ne voit pas le motif, car le manque d'observations et le peu de confiance que méritent celles qui ont été faites ne permettent pas encore de tracer avec certitude la courbe en question.

ISOTHERMES. — En réunissant par des lignes tous les points dont la température moyenne est la même, on obtient des courbes que M. **de Humboldt** a tracées le premier sur les cartes, et qu'il a désignées sous le nom d'*isothermes* (ἴσος, égal, θερμὸς, chaleur). Mais, comme cette température varie avec la hauteur au-dessus de la mer, il faut réduire ces températures à ce niveau, réduction dont je parlerai plus tard. Ce travail est du petit nombre de ceux qui font époque en météorologie; il a servi à établir les grandes lois de la distribution de la chaleur à la surface du globe. Depuis sa publication, les observations se sont multipliées, et j'ai essayé, en 1831, de tracer une nouvelle série de lignes isothermes qui ne diffèrent que sur un petit nombre de points de celles de M. **de Humboldt.** J'ai encore modifié ce travail depuis qu'on possède des observations faites dans l'intérieur des continents et dans les régions polaires. Voici les résultats principaux de ces recherches :

1° Le point de chaque méridien qui possède la plus haute température ne coïncide pas toujours avec l'intersection de ce méridien et de l'équateur.

2° L'équateur terrestre a, sur les bords de la mer, une température de 27°,5; sur les côtes occidentales des deux continents, cette chaleur paraît être un peu moindre, parce que des courants d'eau froide venant des pôles dépriment la température de ces points. Dans l'intérieur des deux continents, la température de l'équateur est plus élevée que sur les côtes; les pluies sont moins abondantes, le ciel plus serein, et, par conséquent, l'influence du soleil plus énergique. C'est en Afrique surtout, où l'air est échauffé fortement par de vastes déserts sablonneux, que cette différence est notable. En Amérique, la moindre étendue du continent en longitude tend à l'amoindrir considérablement. La température de l'équateur s'élève en Afrique à 29°, et même au-dessus.

3° L'isotherme de 25° (*voy.* la pl. VI) coupe la côte occidentale de l'Amérique, un peu au nord d'Acapulco, puis elle passe par la Vera-Cruz et un peu au nord de la Havane (temp. 25°,0). A l'est du méri-

dien de cette ville elle forme une légère convexité vers le nord, et s'abaisse sur la côte occidentale de l'Afrique, qu'elle coupe entre le cap Blanc et l'embouchure du Sénégal, vers 18° à 19° de lat. N. De là elle s'élève brusquement vers le nord, passe par le nord de la mer Rouge, puis par Abuscheher, sur le golfe Persique (lat. 28° 15', temp. 25°,0), et atteint probablement ici son point le plus septentrional. Plus à l'est, elle descend vers le sud, coupe le groupe des Philippines dans la partie boréale de l'île Luçon par 16° à 17° de lat. N. (Manille, lat. 14° 36', temp. 25°,6).

4° L'isotherme de 20° (pl. VI) coupe la côte O. de l'Amérique, au milieu de la Californie, par 28° et 29° de lat. N. Elle s'élève un peu vers le nord; puis elle marche parallèlement à l'équateur, jusqu'à ce qu'elle atteigne la côte orientale d'Amérique dans la Caroline du Sud, par 32° de lat N. (Fort Johnston, lat. 34°,0', temp. 19°,2; cantonnement Jésup, lat. 31° 30', temp. 20°,2). Elle s'abaisse un peu vers le sud, laisse les Bermudes (lat. 32° 20', temp. 19°,7) au nord, et passe entre Madère et Ténériffe (Funchal, temp. 18°,7; Sainte-Croix-de-Ténériffe, 21°,9). En Afrique, elle monte brusquement vers le nord, passe près de Tunis et d'Alger; là elle semble suivre la direction de la côte qui court du nord au sud, et passe entre l'île de Candie (lat. 35° 29', temp. 17°,9) et le Caire (lat. 30° 2', temp. 22°,4). Il est probable que dans l'intérieur de l'Asie elle s'élève de nouveau vers le nord, pour s'abaisser ensuite vers la côte orientale, qu'elle coupe dans le voisinage de Formose.

5° L'isotherme de 15° (pl. VI) coupe la côte O. de l'Amérique, près du port San-Francisco, dans la Nouvelle-Californie; elle marche droit à l'est, et atteint dans l'État de Delaware une latitude de 37° à 38° (Fort-Savern, lat. 38° 58', temp. 13°.9; Chapel-Hill, lat. 35° 54', temp. 15°,7; Nashville, lat. 36° 5', temp. 15°,4). De là elle s'élève vers le nord et atteint la côte O de l'Europe, à la limite de l'Espagne et du Portugal (Lisbonne, lat. 38° 43', temp. 16°,4), puis elle passe au nord de Rome (temp. 15°,4) et traverse la partie septentrionale de la Turquie. Cette ligne atteint la côte orientale de l'Asie dans la partie méridionale de la Corée et du Japon (Nangasaki, lat. 32° 45', temp. 16°,0).

6° L'isotherme de 10° (pl. VI) coupe la côte occidentale de l'Amérique à l'embouchure de la Colombie (Fort-George, lat. 46° 18', temp. 10°,1; Fort Vancouver, lat. 45° 36' N., temp. 11°,5), s'abaisse vers le sud, traverse la partie septentrionale de l'État d'Ohio, et atteint près de New-York la côte de l'Atlantique (Kingston, New-York, lat. 41° 55', temp. 10°,0; North-Salem, lat. 41° 20', temp. 8°,9). Ici l'isotherme de 10° présente une grande convexité vers l'équateur; puis elle s'élève brusquement vers le nord, passe dans le voisinage de Londres, lat. 51° 31'; temp. 10°,4; Dublin, lat. 53° 21', temp. 9°,5. C'est la

plus haute latitude que cette isotherme atteigne; car elle s'abaisse ensuite vers le sud, passe par la Bohême (Prague, lat. 50° 61'; hauteur sur la mer, 195 mètres; temp. 9°,5; Dresde, lat. 51° 3'; hauteur, 117 mètres; temp. 8°,5), la partie septentrionale de la mer Noire (Nicolaïeff, lat. 46° 58', temp. 9°,3; Sévastopol, lat. 44° 35', temp. 11°,5). Cette isotherme coupe probablement la côte E. de l'Asie au nord de l'île Nipon.

7° L'isotherme de 5° (pl. vi) coupe la côte occidentale d'Amérique au nord de la Nouvelle-Archangel, sur l'île Sitcha (lat. 57°, temp. 7°,1). Toutefois elle semble venir du sud, car Houlouk, sur l'île Ounalaschka et par la latitude de 53° 53', paraît n'avoir qu'une température de 4°. Elle descend ensuite vers le sud, coupe le lac Michigan (Fort-Brady, lat 46° 39'; hauteur, 180 mètres; temp. 4°,9) et la côte O. de l'Amérique dans l'État du Maine (Eastport, lat. 44° 54', temp. 5°,4; Halifax, lat. 44° 44', temp. 6°,2). Elle traverse ensuite la partie méridionale de Terre-Neuve, passe au nord des Féroë, coupe la côte norvégienne à la hauteur de Drontheim (lat. 63° 26', temp. 4°,5). Dès qu'elle a traversé les Alpes scandinaves, elle s'abaisse vers le S.E , passe au nord de Christiania (temp. 5°,4) et de Stockholm (temp. 5°,6), au sud de Kasan et de Moscou, et atteint la côte d'Asie au milieu de la chaîne des Kouriles.

8° En partant de la côte O. de l'Amérique, l'isotherme de zéro (pl. vi) se dirige vers le S.E., passe par la partie méridionale du lac de Winipeg, et coupe l'angle S.E. du Labrador. De là elle s'élève brusquement vers le N.E., touche le cap-Nord de la Norvége (cap Nord, lat. 71° 10', temp. 0°,1); descend brusquement vers le sud dans l'intérieur de la Laponie, parallèlement à la chaîne scandinave; traverse l'extrémité septentrionale du golfe de Bothnie (Uleaborg, lat. 65° 0', temp. 0°,7), passe au nord de Kasan, Slatoust (lat. 55° 8'. hauteur; 360 mètres; temp. — 0°,7) et Bernaul (lat. 53° 20'; hauteur, 118 mètres; temp. 1°,7); s'élève sur la côte orientale de l'Asie vers le N.E., et la coupe vers le 56° parallèle au milieu du Kamtchatka (Pétropaulowsk, lat. 53°, temp. 2°,04).

Les isothermes que nous avons décrites jusqu'ici auraient pu être tracées sur une carte suivant la projection de **Mercator;** mais celles que nous allons indiquer ne peuvent être suivies dans tout leur trajet que sur une sphère terrestre ou sur une carte à projection polaire, telle que celle de la planche vi; car elles ne font plus le tour de la terre; mais elles forment dans chaque continents deux systèmes de courbes concentriques. Nous allons donner une idée de leur disposition, qui est encore peu connue.

9° L'isotherme de — 5° (pl. vi) commence probablement vers l'embouchure du fleuve Mackenzie, pénètre dans l'intérieur du continent

d'Amérique, et atteint vers 92° de longitude O. et 52° de latitude N. son point le plus méridional. Se dirigeant ensuite vers le N.E., elle passe par les parties septentrionales du Labrador (Nain, lat. 57° 30', temp. — 3°,6; Okak, lat. 57° 0', temp. — 3°,6), et coupe la côte occidentale du Groënland à la hauteur du cercle polaire. Dans notre continent, cette ligne se trouve entre la mer Blanche et la Nouvelle-Zemble; elle passe à plusieurs degrés au nord de Tobolsk, atteint sous le méridien d'Irkutzk son point le plus méridional, puis s'élève de nouveau vers le N.E. et traverse la côte orientale de l'Asie dans le pays des Jakoutes.

L'isotherme de — 10° (pl. VI) coupe la partie septentrionale du lac de l'Ours, puis elle passe dans le voisinage du Fort Reliance (lat. 62° 46', temp. — 10°,2), et s'élève ensuite de nouveau vers le nord. La courbe du vieux continent traverse la Nouvelle-Zemble (Felsenbai, lat. 70° 37', temp. — 9°,4; Matotschkin-Schar, lat. 73° 15', temp. — 8°,4), passe dans le voisinage de Jakouzk (lat. 62° 2'; hauteur, 115 mètres, temp. — 9°,7; puis, s'élevant vers le N.E., elle atteint Nischni-Kolymsk (lat. 68° 18', temp. — 10°,0).

10° L'isotherme de — 15° passe au sud de l'île Melville par le Port Élisabeth, dans l'île de Boothia (lat. 65° 59', temp. — 15°,7), puis s'élève au nord de l'île Igloolik (lat. 69° 20', temp. — 16°,6), la côte septentrionale de la Sibérie. Cette ligne paraît couper la côte à plusieurs degrés à l'ouest du cap Taimura; elle passe peut-être aussi par Ustjansk.

TEMPÉRATURE DU POLE NORD. — Les physiciens se sont beaucoup occupés de ce problème, qu'on ne pourra probablement jamais résoudre directement par l'observation. La plupart des anciens auteurs lui accordaient une température trop élevée. M. **Arago**[1] distingue le cas où la terre ferme s'étendrait jusqu'au pôle de celui où il serait environné d'eau. Dans le premier cas, il pense que l'on peut conclure à une température de — 32°; dans le second cas, de — 18°. Les calculs de **Mayer** lui assignaient une température de 0°, température évidemment trop élevée; mais celle que lui attribue M. **Arago** me paraît un peu trop basse.

Les voyages les plus récents rendent fort probable que les mers s'étendent jusqu'au pôle. S'il en est ainsi, sa température moyenne doit se rapprocher de — 8°, chiffre qui doit être peu éloigné de la vérité, puisque les observations faites sur la côte occidentale de l'Amérique, sur la côte orientale de l'Asie et sur la côte ouest de l'Europe, conduisent également à ce résultat. En étudiant la température de deux mers, on en déduit la relation qui existe entre cette température et la latitude;

[1] Voyez *Annuaire du Bureau des Longitudes* pour 1825, p. 186.

et cette relation conduit à adopter — 5°,7 pour la température de la mer au pôle nord, température un peu plus élevée que celle de l'air. Cette différence provient de ce que les vents de terre qui soufflent au pôle abaissent la température de l'air [1].

POLES DU FROID. — En comparant la température moyenne du pôle à celle d'un grand nombre de lieux sur la terre, et en considérant les courbes que décrivent les isothermes, nous sommes conduits à admettre que les pôles du froid ne coïncident pas avec les pôles géographiques (*voy.* pl. VI). **Brewster** a soutenu le premier que ces deux pôles se trouvaient au nord des deux continents. Il pensait qu'ils étaient situés sous le 80° parallèle et par 95° de long. E. et 102° de long. O. de Paris. Dans mon *Traité de Météorologie*, j'ai fait voir que l'un de ces points était au nord du détroit de Barrow en Amérique, l'autre près du cap Taimura en Sibérie. **Berghaus** dans son Atlas transporte le pôle du froid américain vers 78° de lat. N. et 92° de long. O., et lui assigne une température de — 19°,7. Il place le pole du froid asiatique sous le 79° 30′ de lat. N. et 118° de long. E., et lui donne une température de — 17°,2. On ne pourra probablement jamais fixer exactement la position de ces deux points, ni déterminer rigoureusement leur température. Toutefois, en profitant du petit nombre d'observations que nous possédons sur le climat de l'Asie septentrionale, je trouve que l'isotherme de — 5° y passe par les points suivants.

[1] Dans le second voyage de la *Recherche* au Spitzberg, en juillet et août 1839, j'ai trouvé avec plusieurs thermomètres à déversement de M. Walferdin, garantis de la pression et employés simultanément dans chaque expérience, les températures suivantes à la surface de la mer et à diverses profondeurs.

POINTS.		PROFONDEUR en mètres	TEMPÉRATURE à cette profondeur.	TEMPÉRATURE à la surface.
Latitude.	Longitude.			
70°40′N.	21° 5′E.	195m	3°,91	5°,0
71 1	21 3	240	3 ,85	7 ,5
72 29	17 34	390	3 ,63	7 ,1
73 36	18 32	870	0 ,10	5 ,7
73 52	14 3	308	2 ,42	5 ,5
74 52	10 37	487	0 ,82	5 ,8
75 55	6 56	730	0 ,42	3 ,4
76 13	10 28	641	0 ,17	5 ,4
76 57	11 9	317	1 ,56	2 ,4
77 45	9 51	121	1 ,30	• ,•
79 53	8 34	65	1 ,27	2 ,8

M.

TRAJET DE L'ISOTHERME DE —5°.

Longitude	60° E.	Latitude	65° 20 N.
»	70	»	64 32
»	110	»	57 41
»	120	»	58 21

(*Voy*. la planche VI.)

Ainsi elle s'abaisse vers le sud jusqu'au 110° degré de longitude E. et se relève ensuite vers le nord; c'est donc entre le 70° et le 110° degré de longitude qu'elle atteint son point le plus austral : c'est entre ces méridiens que doit se trouver le pôle du froid.

TEMPÉRATURE DE L'HÉMISPHÈRE AUSTRAL. — Presque toutes les séries météorologiques ont été faites sur des points situés dans l'hémisphère boréal. La science possède encore peu d'observations dans l'autre hémisphère, et ce n'est qu'avec défiance qu'on peut employer les moyennes qui en ont été déduites. Cependant nous avons quelques données sur les hautes latitudes de la côte orientale de l'Amérique. Voici celles qui sont venues à ma connaissance :

TEMPÉRATURES MOYENNES DE L'HÉMISPHÈRE AUSTRAL.

LIEUX.	LATITUDE SUD.	TEMPÉRATURE.
Maranham. . . .	2°29′	27°,40
Rio-Janeiro. . . .	22 56	23 ,42
Buenos-Ayres. . .	34 36	17 ,00
Iles Fakland. . . .	51 0	8 ,46
Port Famine. . .	53 44	5 ,04

D'après cela, l'isotherme de 5° coupe probablement l'extrémité méridionale de l'Amérique; c'est aussi à cette latitude de 55° que la même isotherme coupe la côte occidentale de l'Amérique du Nord. Nous pouvons en conclure que la distribution de la chaleur est à peu près la même dans les deux continents jusqu'au 50° degré; mais la température du pôle sud, déduite de celle des lieux situés près de l'équateur, est un peu plus basse que celle du pôle nord. La température de l'océan Austral est aussi plus froide à latitude égale que celle de la mer septentrionale. Les voyageurs ont émis des idées fort exagérées sur la différence de température des deux hémisphères; cela tient au petit nombre d'observateurs sédentaires qui les ont habitées. **Kirwan, Legentil** et **de**

Humboldt ont déjà fait remarquer que les étés froids signalés par les voyageurs ne décidaient rien à l'égard de la moyenne, parce que la masse d'eau considérable qui se trouve dans cet hémisphère devait singulièrement adoucir la rigueur des hivers. Voici quelques faits qui prouvent que la différence n'est pas aussi considérable qu'on se l'était figuré.

Dans son second voyage, **Cook** a pu à peine dépasser le cercle polaire, mais plus tard **Weddel** a trouvé la mer libre par le 74° degré de lat. S.[1]. Le récit de **Forster** paraît exagéré; voici ce qu'il dit : « En plein été, les montagnes et la côte de la Nouvelle-Géorgie sont couvertes de neige jusqu'au bord de la mer. C'est seulement sur quelques points plus exposés au soleil que cette couche vient à fondre et laisse la terre à nu. Nous n'avons trouvé sur le point où nous avons débarqué que deux plantes, l'*Ancistrum decumbens* et le *Dactylis glomerata.* » Ce serait sans doute un climat bien extraordinaire par 54° 30′ que celui qui ne produirait que deux plantes phanérogames, et où la terre serait ainsi couverte de neige pendant tout l'été; mais le récit de **Cook** fait voir que des glaciers descendaient de montagnes élevées, et le séjour des voyageurs a été beaucoup trop court pour qu'on puisse croire qu'ils aient recueilli toute la flore de l'île. **Cook** mentionne une mousse dont **Forster** ne parle pas[2]; **Weddel**, qui a visité l'île plus tard, dit que l'herbe a 6 décimètres de hauteur, et qu'il a trouvé une grande quantité de plantes antiscorbutiques. La Nouvelle-Écosse du Sud, qui est située à plusieurs degrés plus au sud, produit encore une graminée et un lichen.

La description que **Forster** donne de la Terre-de-Feu n'est pas plus flatteuse. « La côte occidentale, dit-il, est une chaîne de rochers nus dont les sommets sont couverts de neige. Dans un grand port situé au N.O. du cap Horn, où nous avons passé quelques jours, on n'a pas trouvé la moindre trace de végétation, sauf une mousse qui recouvrait les endroits marécageux, et dans des ravins et quelques vallées un ar-

[1] La banquise de glace qui arrête les navigateurs occupe tous les ans une place différente et présente des solutions de continuité fort variables. Ainsi, dans ses deux tentatives pour s'avancer vers le pôle sud, Dumont-Durville fut arrêté chaque fois vers le cercle polaire, quoiqu'il ait essayé à plusieurs reprises de pénétrer dans les glaces. Depuis lui M. James Rosa a trouvé la mer navigable jusque par 78° 4′ de latitude sud.

[2] Forster a exagéré beaucoup la pauvreté de la flore de ce pays. Pendant longtemps aussi on a cru, sur la foi de Martens de Hambourg, Phippa, Scoresby, Parry et Sabine, que le nombre des plantes du Spitzberg ne dépassait pas une centaine. Depuis le voyage de Keilhau et ceux de la Commission du Nord le nombre total des plantes trouvées dans cette île s'élève à 210. (Voyez *Flora*, 1842, n° 31.) A Magdalena-Bay, par 79° 28′ lat. N., dans un espace très-resserré et exposé à toutes les violences des vents de mer, j'ai recueilli 24 plantes phanérogames. Leur liste se trouve dans mes Observations sur les glaciers du Spitzberg (*Bibliothèque universelle*, juillet 1840). M.

brisseau et un petit nombre d'arbres clair-semés. » **Cook**, au contraire, parle du même endroit comme étant fort riche en bois et en plantes herbacées, et plus au sud **Weddel** a pu faire des planches avec les arbres qu'il a rencontrés. **Bancks** a été plus heureux que **Forster**; dans la baie de Saint-Vincent, près du détroit de **Lemaire,** il trouva, en quatre heures de temps, cent espèces de plantes nouvelles, de l'herbe et du bois. Les bouleaux (*Betula antarctica*) qui composaient les bois avaient un tronc de 9 à 10 mètres de hauteur et de 6 à 9 décimètres de circonférence; et cependant, comme ces arbres se trouvaient près de la mer, nous devons admettre qu'ils n'arrivaient pas à tout leur développement. A un degré plus au nord, près du Port Famine (temp. moy., 5°), **Byron, Fitz-Roy** et **Dumont-Durville** ont trouvé les bords du détroit de Magellan couverts de forêts du magnifique hêtre antarctique, dit-il (*fagus antarctica*). Quelques arbres avaient $2^{m},4$ de diamètre; les bois étaient peuplés de perroquets, et les indigènes marchaient tout nus, preuve suffisante que l'hiver n'est pas très-rigoureux.

Les rapports de **Barrow** sur l'expédition des navires l'*Adventure* et le *Beagle*, sont d'accord avec ces récits. D'après lui, la partie orientale de la Terre-de-Feu serait le meilleur pays de tous ceux qui sont situés au sud du 45° de lat. S. Les montagnes boisées de l'ouest s'abaissent au rang de collines ou de plaines couvertes d'arbres. Le climat tient le milieu entre celui de la Patagonie orientale et de la Terre-de-Feu occidentale, qui est découpée par des baies profondes et des îles hérissées de montagnes qui s'élèvent à 600 mètres environ. Le temps est couvert, pluvieux et agité pendant toute l'année. La partie occidentale de la Patagonie est formée d'un grand nombre d'îles dont l'intérieur est couvert de forêts impénétrables; la pluie est continuelle et la terre ne sèche jamais.

Ces coups de vent et ces pluies incessantes rendent l'été de ces contrées fort désagréable, mais les hivers sont très-doux; et, quoiqu'au Port Famine le thermomètre ne monte pas au-dessus de 9°,8, il ne descend pas jusqu'à zéro pendant l'hiver. Ce climat est donc fort analogue à celui de la Norvége occidentale, où la pluie rafraîchit les étés et réchauffe les hivers [1].

On a tenté d'expliquer cette température plus basse de l'hémisphère austral: on a dit que l'été était de quelques jours plus long dans l'hémisphère boréal que dans l'autre; mais cette différence est de peu d'importance et compensée d'ailleurs en grande partie par la moindre distance de la terre au soleil pendant sa déclinaison australe.

[1] La douceur de ces climats est aussi due à un courant d'eau chaude qui descend le long de la côte ouest de l'Amérique du Sud et traverse le détroit de Magellan. Je tiens ce détail de M. le capitaine Duperrey, qui a navigué dans ces parages. M.

D'autres ont parlé de la plus grande masse d'eau qui se trouve dans l'hémisphère austral; l'eau réfléchit une partie des rayons, et l'autre pénètre dans son intérieur et ne contribue pas au réchauffement de la surface. Mais on doit admettre que dans le cours des siècles l'échauffement des couches intérieures doit avoir depuis longtemps atteint sa limite. Il en serait de même si l'on voulait invoquer la plus grande capacité calorifique de l'eau comparée à celle de la terre; cette circonstance doit avoir une influence sur la grandeur des variations diurnes, mais non sur la moyenne annuelle. On pourrait même en tirer la conséquence opposée: c'est que l'hémisphère austral devrait être plus chaud que l'autre, à cause de la plus grande masse d'eau qui le recouvre; car la surface de la terre ferme évaporant moins que l'eau, les vapeurs proviennent des mers occidentales; et, comme l'atmosphère qui les recouvre est plus sèche que celle des mers occidentales de notre hémisphère, celui-ci devrait être plus froid, à cause de l'évaporation plus active et de la plus grande quantité de chaleur devenue latente par suite de cette évaporation.

Je pense que c'est à la configuration particulière du continent austral qu'il faut attribuer sa basse température dans des latitudes élevées. Dans l'hémisphère boréal, les courants équatoriaux sont poussés vers les hautes latitudes par les vents régnants de S.O.; dans l'autre hémisphère, au contraire, le courant de la mer des Indes tourne au nord sur la côte O. de l'Afrique. Il ne saurait donc réchauffer les contrées qui entourent le pôle austral. Il paraît aussi qu'il n'y a point de courants allant du cap Horn au pôle sud : si, comme les voyages modernes semblent le prouver[1], il existe des terres étendues dans le voisinage de ce pôle, elles doivent réfléchir les courants équatoriaux, et, leur climat étant fort rigoureux, elles refroidissent aussi les courants d'air qui les traversent[2].

TEMPÉRATURE DU SOL. — Si l'on expose à l'air libre un corps sphérique mauvais conducteur de la chaleur, portant au centre la boule

[1] Voyez surtout ceux de Biscoe, Weddel, Baleny, Dumont-Durville et James Ross.

[2] Peut-être faut il aussi faire intervenir dans l'explication de l'inégale température des deux hémisphères le rayonnement du sol vers les espaces célestes, rayonnement dont l'intensité peut varier suivant les diverses régions de l'espace, comme l'a indiqué M. Pouillet. L'espace indéfini et peuplé de myriades d'étoiles qui nous entoure, peut être, quant à ses effets thermiques, remplacé idéalement par une immense enceinte sphérique dont la paroi serait entretenue à une certaine température constante, mais qui pourrait varier d'un point à un autre de la surface. Il n'est pas impossible que la température moyenne des régions polaires australes de cette enceinte sphérique soit notablement inférieure à celle des régions voisines du pôle boréal de la même enceinte, et l'inégalité des températures des deux hémisphères qui sépare le plan de l'équateur céleste pourrait entraîner une inégalité correspondante dans les deux hémisphères de la terre. Cet aperçu est susceptible de vérification, et des expériences *actinométriques* convenablement faites pourront décider un jour cette question délicate. M.

d'un thermomètre dont l'échelle est visible à l'extérieur, les variations diurnes de ce thermomètre seront plus petites que celles d'un instrument suspendu librement dans l'air; leurs amplitudes seront d'autant moindres que le corps sera plus gros ou que sa substance conduira plus mal la chaleur. La température d'un corps de cette nature ne s'éloignera jamais beaucoup de la moyenne du jour pendant lequel on l'observe, moyenne que l'on pourra déduire d'une seule ou de deux observations diurnes.

Le globe terrestre est un corps de ce genre. On enfonce dans le sol des thermomètres munis de longs tubes, et on note chaque jour leurs indications. En Allemagne, à 6 décimètres de profondeur la variation diurne disparait. Si la boule est encore plus profondément enterrée, les heures n'ont aucune influence et les indications ne changent pas dans le cours de la journée. Enfin, entre 6 et 10 mètres, l'instrument marque pendant toute l'année une température qui se rapproche beaucoup de la moyenne de l'année. La profondeur à laquelle on trouve cette température constante dépend de la conductibilité du sol [1], mais surtout de la différence entre les moyennes de l'hiver et celles de l'été. Dans l'Amérique tropicale, où cette différence ne s'élève qu'à un petit nombre de degrés, il suffit de plonger le thermomètre à 5 ou 6 décimètres pour obtenir cette moyenne [2].

[1] M. Forbes s'est livré, près d'Édimbourg, à des expériences comparatives sur les variations de la température à diverses profondeurs dans le trapp de Calton-Hill, dans une couche homogène de sable et dans le grès houiller de Craigleith.

AMPLITUDE MAXIMUM DE LA VARIATION ANNUELLE.

ROCHES.	PROFONDEUR EN MÈTRES.				ÉPOQUES DES MAXIMA DE TEMPÉRATURE.			
	1m,0	1m,9	3m,9	7m,8	1m,0	1m,9	3m,9	7m,8
Trapp..	10°,53	6°,61	3°,5	0°,80	6 août.	2 sept.	17 octob.	8 janv.
Sable..	11 ,23	8 ,30	4 ,19	1 ,16	31 juill.	24 août.	7 octob.	30 déc.
Grès. .	9 ,58	7 ,72	5 ,22	2 ,28	5 août.	19 août.	11 sept.	11 nov.

Ces résultats sont corrigés de la dilatation et de la contraction de la partie enterrée et de la partie libre des tiges thermométriques (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. VIII, p. 85 [1839]). M.

[2] C'est à M. Boussingault que l'on doit ce résultat, auquel il est arrivé par un grand nombre d'observations. Ainsi au village de la Vega de Zupia, dans les Cordillères, élevé de 1,225 mètres au-dessus de la mer, de longues séries d'observations thermométriques faites à l'air libre, en 1825, 1826 et 1829, avaient permis de fixer la température moyenne à 21°,5. A 3 décimètres au-dessous du sol, dans un trou fermé et recouvert d'un toit, un thermomètre a marqué, en août et septembre, 21°,5 ou 21°,6, mais bien plus souvent 21°,5. Mêmes résultats aux mines de Marmato, à 1,426 mètres sur la mer; au village de l'uracé, à 2,651; à Popayan, élevé de 1,808 mètres, et à Quito, qui est à 2,914 mètres au-dessus de l'Océan.

M. Boussingault a donné, p. 244 à 247, *Annales de Chimie et de Physique*, t. LIII,

Si les thermomètres enfoncés à différentes profondeurs sont placés les uns près des autres, non-seulement leurs variations seront affaiblies, mais leur marche différera beaucoup de celle de la température de l'air. Les jours où ces thermomètres atteindront leurs *maxima* et leurs *minima* viendront plus ou moins longtemps après ceux où un thermomètre à l'air libre indiquera ces températures extrêmes. Si la cuvette du thermomètre est enfoncée, par exemple, de 1m,3 dans le sol, le *minimum* aura lieu en mars, le *maximum* en septembre, c'est-à-dire deux mois après le *minimum* et le *maximum* de l'air. En effet, lorsque pendant l'été la température de l'air et de la couche superficielle du sol s'élève, la chaleur pénètre lentement à travers ce corps mauvais conducteur; et il se passe quelque temps avant que le thermomètre soit influencé par ces changements [1].

1833, les températures moyennes de 128 points situés entre 11° de lat. N. et 3° de lat. S.

Cette règle n'est nullement applicable à notre hémisphère, où l'on trouve des lois fort différentes à mesure qu'on s'avance vers le pôle. A Jakouzk, en Sibérie, par 62 degrés de latitude et une température moyenne de — 9,7 (voyez le tableau, p. 164), M. Erman, et depuis lui M. Schergin, ont pris la température du sol dans un puits creusé dans l'intention de trouver de l'eau. Voici les résultats qu'ils ont obtenus :

PROFONDEUR.	TEMPÉRATURE.
m.	
15,2	—7°,5
23,5	—6 ,9
36,3	—5 ,0
116,5	—0 ,6

(Voyez *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. VI, p. 501 (1838).) M.

[1] M. Quetelet, directeur de l'Observatoire de Bruxelles, a fait, de 1834 à 1839, des observations suivies sur la marche des thermomètres enfoncés dans le sol à 0m,19 0m,45; 0m,75; 1m,00, 1m,95; 3m,90 et 7m,80. Les résultats auxquels il est arrivé, et leur discussion mathématique, font le sujet de deux grands mémoires insérés dans les tomes X et XIII des *Mémoires de l'Académie de Bruxelles*. Je ne puis donner ici que les conséquences générales qu'il a déduites de ses observations.

1° La vitesse moyenne pour la transmission de la chaleur à partir de la surface du sol a été de 144 jours pour 7m,80, ce qui donne 3 décimètres parcourus en 6 jours;

2° En comparant les observations de Paris, Strasbourg, Zurich et Bruxelles, il trouve que les variations annuelles sont nulles à une profondeur de 24 mètres. Les amplitudes observées à Bruxelles de 1834 à 1837 ont été

PROFONDEUR.	VARIATIONS ANNUELLES.
m.	
0,19	13°,28
0,45	12 ,44
0,75	11 ,35
1,00	10 ,58
1,95	7 ,59
3,90	4 ,49
7,80	1 ,13

3° La vitesse avec laquelle les variations *diurnes* des températures se transmettent

TEMPÉRATURE DES SOURCES. — Les sources et les fontaines doivent leur origine aux eaux pluviales qui pénètrent par les fentes et les fissures du sol, se réunissent dans des réservoirs, et s'écoulent au dehors quand elles trouvent une issue. Aussi observe-t-on dans tous les pays qu'après de longues sécheresses les sources tarissent, tandis qu'elles deviennent plus abondantes après des pluies continues. Pendant les années pluvieuses, les mineurs ont beaucoup de peine à se défendre des infiltrations; mais l'étroitesse des canaux dans lesquels l'eau circule est telle, que c'est seulement plusieurs jours et même plusieurs semaines après une forte pluie que ces infiltrations deviennent plus abondantes.

L'eau se trouvant ainsi longtemps en contact avec les différentes couches qui composent le sol, l'équilibre de température s'établit entre eux : suivant que l'eau de la pluie est plus chaude ou plus froide que les couches terrestres, elle se refroidit ou se réchauffe. Si elle se rassemble dans un réservoir souterrain situé assez profondément pour que les variations diurnes n'agissent plus sur lui, elle prendra un certain degré de température. En s'écoulant au dehors par un canal, sa température sera modifiée par les parois de ce conduit; elle sera donc abaissée en hiver, élevée en été, surtout si le canal est long et superficiel. Mais dans une source abondante, cette influence se réduit à peu de chose, surtout si l'on songe à la grande capacité de l'eau pour la chaleur.

Les sources abondantes qui viennent d'une grande profondeur ont presque invariablement la même température pendant toute l'année. Toutefois elle n'est pas identique avec celle du sol, quoique pendant longtemps on ait cru pouvoir l'admettre. Si des montagnes s'élèvent brusquement au-dessus de la plaine, les fontaines qui jaillissent au pied du massif seront plus froides que celles qui se font jour dans la plaine à

à l'intérieur de la terre est de 3 heures environ pour une couche de terre d'un décimètre d'épaisseur;

4° Les variations diurnes peuvent être considérées comme à peu près nulles à la profondeur de 1m,3, c'est-à-dire à une profondeur 19 fois moindre que celles où s'éteignent également ces variations annuelles. A 8m,3 de profondeur, M. Bravais a observé à Bosekop une variation qui ne dépassait pas 1°.

La température moyenne de l'année se déduit de celles du sol en ayant recours à l'une des trois méthodes suivantes :

1° Par une seule observation, en prenant la température de la terre à une vingtaine de mètres de profondeur et en la corrigeant de l'élévation de température en raison de cette profondeur, que l'on peut évaluer à 1° pour 30 à 35 mètres;

2° Par les observations de 2 mois séparés d'une demi-année, en prenant la température à quelques mètres de profondeur seulement;

3° Par les observations de 4 mois également espacés en lisant des thermomètres placés à l'air libre ou à la surface de la terre.

La question de la température du globe a été traitée avec les plus grands détails dans l'ouvrage du professeur G. Bischoff intitulé *die Waermelehre der innern unsers Erdkœrpers*, Leipzig. 1837. M.

une faible distance. L'eau qui pénètre le sol au sommet de la montagne est très-froide, surtout si elle provient de la fonte des neiges; elle refroidit alors les couches qu'elle traverse : aussi les sources des montagnes ont-elles en général une température trop basse.

Les sources dont la température est constante pendant tout le cours de l'année sont très-propres à la détermination de la température moyenne de l'année, parce qu'il suffit de deux ou trois observations pour connaître cette température moyenne. Toutefois on ne doit pas négliger une remarque faite pour la première fois par **Wahlenberg.** Ayant observé dans le voisinage d'Upsal un grand nombre de sources dont les unes conservaient une température constante, tandis que celle des autres était variable, il trouva qu'en moyenne les sources constantes avaient une température plus haute que les autres. Cela tient à ce qu'elles viennent d'une plus grande profondeur. Les expériences faites sur les puits artésiens font voir de la manière la plus évidente que la température croît avec la profondeur; l'eau de quelques-uns de ces puits et de presque toutes les sources minérales non thermales offre un degré de température plus élevé que celui qui correspond à la profondeur de leur réservoir : aussi est-il souvent fort difficile de décider si l'on peut faire usage d'une source pour des recherches météorologiques [1].

[1] Les expériences de M. Walferdin dans les puits artésiens du bassin de Paris sont contraires à l'opinion de M. Kaemtz, qui veut que la température des eaux jaillissant d'un puits artésien soit supérieure à ce qu'elle devrait être eu égard à la profondeur du réservoir. M. Walferdin a fait usage de ses thermomètres à déversement. Ces instruments, dont on trouve la description et la figure dans les *Eléments de Physique* de M. Pouillet (t. II, p. 507, et fig. 366), étaient garantis de la pression, et l'auteur en a toujours employé plusieurs simultanément. Leur accord, souvent merveilleux, garantissait l'exactitude des résultats; en voici quelques-uns :

PUITS ARTÉSIENS.	PROFONDEUR.	TEMPÉRATURE.	ACCROISSEMENT de 1° pour
Ecole-Militaire. . . .	137m	16°,40	30m,85
Saint-André (Eure). .	253	17, 95	30 ,95
Grenelle	400	23, 50	31 ,50
	400	23, 75	30 ,87
	505	26, 43	32 ,30

Pour déduire la loi d'accroissement de la température en raison de la profondeur, on a pris pour point de départ la température constante de 11°.7, que donne le thermomètre placé à 28 mètres de profondeur dans les caves de l'Observatoire. Ainsi il est constaté que, dans le terrain de *craie* qui forme la partie inférieure du bassin de Paris, la température croît de 1° pour 31 à 32 mètres. Ce dernier chiffre, obtenu par MM. Arago et Walferdin dans les expériences qu'ils ont faites au puits de Grenelle avec les soins les plus minutieux, a cependant été contesté par des physiciens; mais il a été facile d'en démontrer l'exactitude depuis que l'eau a jailli à la surface du sol. On sait, en effet, qu'elle vient de 548 mètres de profondeur Si la notation de

Roebuck est probablement le premier qui ait conseillé d'observer les sources pour connaître la température moyenne d'un lieu. Il avait remarqué que celles de Londres et d'Édimbourg ont une température qui se rapproche beaucoup de la moyenne annuelle de l'air. Après lui, **Jean Hunter** appela de nouveau l'attention sur ce sujet. Mais ce sont principalement les observations de MM. **de Humboldt, Wahlenberg, de Buch, Erman** et **Kupffer,** faites dans presque toutes les parties du monde, qui ont démontré l'intérêt de ce genre de recherches.

Les différences qu'on trouve entre la température des sources et la moyenne de l'année tiennent aux conditions climatériques propres à chaque localité. Dans l'Europe occidentale il y a égalité; dans la Norvége occidentale, au contraire, les sources paraissent être un peu plus froides que l'air. A mesure qu'on s'éloigne des bords de la mer dans cette partie de l'Europe qui se trouve au nord de la chaîne des Alpes, les sources sont plus chaudes que l'air, et la différence est d'autant plus grande qu'on pénètre plus profondément dans l'intérieur du continent. Dans presque toute l'Italie et entre les tropiques, les sources sont plus froides que la moyenne de l'air.

M. **de Buch** est le premier qui ait expliqué ces anomalies apparentes en ayant égard au mode de formation des sources. S'il ne pleuvait jamais, le sol aurait à une certaine profondeur la température moyenne de l'air; s'il tombait tous les mois la même quantité de pluie, et si nous admettons que cette pluie fût à la température de l'air, la moyenne des sources serait égale à celle de l'air. C'est le cas en Angleterre, où il tombe autant d'eau en hiver qu'en été. Dans les contrées, au contraire, où les pluies de l'été l'emportent sur celles de l'hiver, la moyenne température de l'eau qui tombe est supérieure à celle de l'air, et les sources sont dans le même cas. Aussi en Suède et en Allemagne les sources sont-elles plus chaudes de plusieurs degrés que la moyenne annuelle. C'est le contraire dans les contrées où il pleut beaucoup en hiver, comme la Norvége et l'Italie. Dans les pays tropicaux, la température baisse rapidement au commencement de la saison des pluies; mais, dans les localités où il pleut par intervalles pendant toute l'année, il y a identité entre la chaleur des sources et celle de l'air.

DÉCROISSEMENT DE LA TEMPÉRATURE AVEC LA HAUTEUR. — A mesure qu'on s'élève sur une montagne, on trouve que la température s'abaisse. Sans doute il peut arriver que cet abaissement

26°,43 constatée à 505 mètres, et la loi d'accroissement de 1° pour 32°,3 qui en a été déduite sont rigoureuses, on doit trouver, d'après cette dernière donnée, pour 43 mètres, différence entre la profondeur de 505 et celle de 548 mètres, 1°,33, qui, ajoutés à 26°,43 obtenus à 505 mètres, font 27°,76. Or l'eau qui jaillit à la surface offre une température de 27°,65 à 27°,70, et cette différence minime correspond, ainsi que M. Walferdin s'en est assuré par des expériences d'une autre nature, à la diminution

soit nul, et même qu'il fasse plus chaud en haut qu'en bas; mais ces exceptions sont rares et tiennent à la direction des vents et à la saison. Quelquefois, en effet, des vents chauds du sud règnent dans le haut, tandis que le vent du nord souffle dans la plaine. Pour connaître les lois de ce décroissement de la température avec la hauteur, il faut prendre la moyenne d'un grand nombre d'observations. La loi suivant laquelle la température diminue jusqu'aux limites de l'atmosphère est encore inconnue; toutefois, entre les limites qui ont été expérimentées jusqu'ici, on ne commet pas une grande erreur en admettant que les mêmes différences de niveau correspondent aux mêmes différences de température. Si donc on connaît la première de ces quantités, on la divisera par la seconde, et le quotient indiquera de combien de mètres il faut s'élever pour que la température s'abaisse d'un degré.

De longues séries d'observations correspondantes faites à de grandes différences de niveau font voir que ce décroissement varie avec la saison et avec l'heure de la journée. Les observations que **de Saussure** a continuées pendant dix-sept jours au col du Géant, à 3,428 mètres au-dessus de la mer, tandis qu'on observait simultanément à Genève (407^m) et à Chamounix (1,044^m), ont mis l'influence horaire en évidence. Voici, d'après les observations de **de Saussure** et celles que j'ai faites sur le Rigi (1810), tandis qu'on observait à Bâle, à Berne (548^m), à Genève et à Zurich (459^m), la hauteur en mètres dont il faut s'élever pour avoir un décroissement d'un degré.

de température qu'éprouve l'eau jaillissante en montant de la profondeur de 548 mètres à l'orifice supérieur du puits.

On voit qu'il était difficile de trouver un accord plus frappant entre les dernières températures obtenues avant le jaillissement et celles de l'eau qui coule aujourd'hui à la surface du sol. M.

DIFFÉRENCE DE NIVEAU CORRESPONDANT A UN ABAISSEMENT DE 1° THERMOMÉTRIQUE A TOUTES LES HEURES DU LA JOURNÉE.

HEURES.	COL DU GÉANT.	RIGI.	HEURES.	COL DU GÉANT.	RIGI.
	m.	m.		m.	m.
midi.	147,93	129,81	minuit.	170,93	163,91
1	»	131,75	13	»	168,40
2	139,94	128,85	14	189,06	174,63
3	»	127,08	15	»	180,68
4	141,89	124,55	16	209,91	185,16
5	»	121,84	17	»	186,33
6	140,92	122,01	18	194,90	178,92
7	»	127,86	19	»	168,01
8	143,06	135,65	20	179,90	153,19
9	»	144,42	21	»	144,42
10	156,90	152,02	22	160,02	139,36
11	»	158,46	23	»	121,95
Moyennes.	Col du Géant	164,69			
	Rigi.	149,10			

(*Voy.* l'Appendice, fig. 19.)

De Saussure a observé pendant la nuit; étant seul, je n'ai pu lire le baromètre que depuis 5 heures du matin jusqu'à 10 heures du soir, et les lois du décroissement nocturne sont déduites de celles du jour. Quoique ces tableaux présentent encore quelques anomalies, cependant ils mettent clairement en évidence la période diurne. C'est vers 5 heures du soir que le décroissement de la température est le plus rapide, et vers le lever du soleil qu'il est le plus lent. La différence correspondant à ces deux instants, déduite des observations, égale environ le tiers de la hauteur dont il faut s'élever en moyenne pour obtenir un abaissement d'un degré. La différence des deux moyennes, 164^{m},7 et 149^{m},1, provient des différences que les phénomènes météorologiques ont présentées dans le cours des deux séries[1].

La période annuelle n'est pas moins marquée dans nos climats; les séries météorologiques simultanées faites à Genève et sur le Saint-Ber-

[1] Si la variation diurne du thermomètre suivait les mêmes lois sur les montagnes et dans les plaines, les deux thermomètres monteraient et s'abaisseraient simultanément, et, leurs marches restant parallèles, la différence de leurs indications serait constante. Le décroissement de la température ne varierait pas suivant les différentes heures de la journée. Mais, si l'on construit graphiquement les deux courbes diurnes de la température dans les deux stations (en prenant le temps pour abscisse), on reconnaîtra aussitôt leur défaut de parallélisme. Dans le tableau suivant, M. Bravais a choisi pour la station inférieure la moyenne des observations correspondantes faites à Milan, Genève et Zurich. La station supérieure était sur le sommet du Faulhorn à

nard permettent d'en calculer les lois. J'ai comparé aussi des lieux dont la différence de niveau ne s'élève pas à plus de 100 ou 150 mètres. La température d'un lieu dépend de sa latitude, de sa longitude et de son élévation au-dessus de la mer. Quoique l'on ne connaisse pas bien la relation mathématique qui existe entre la température et ces trois éléments, cependant on peut la trouver pour une surface peu étendue, et avoir égard dans le développement de la formule aux trois coordonnées dont nous avons parlé. J'ai donc choisi 30 points situés au sud et au nord des Alpes, entre 45 et 50 degrés de latitude et les méridiens de Vienne et de Paris, et j'en ai déduit les lois de la distribution de la chaleur dans cette surface. J'ai obtenu ainsi la hauteur en mètres dont il faut s'élever pour avoir un abaissement de 1° du thermomètre. La table suivante contient les résultats fournis en comparant Genève et le Saint-Bernard, et ceux auxquels m'a conduit le calcul dont je viens de parler.

2,673^{m}, canton de Berne. Les observations ont duré 44 jours; leur époque moyenne correspond au 12 du mois d'août 1841.

DÉCROISSEMENT DE LA TEMPÉRATURE ENTRE MILAN, GENÈVE, ZURICH ET LE FAULHORN.

HEURES.	STATIONS		DIFFÉRENCE.	DÉCROISSEMENT de 1° pour
	inférieure.	supérieure.		
0	21°,45	6°,30	15°,15	155^{m}
3	22 ,28	5 ,71	16 ,57	139
6	20 ,91	4 ,09	16 ,82	139
9	17 ,85	3 ,10	14 ,75	159
12	14 ,67	2 ,95	11 ,72	200
15	. ...	2 ,65	-. ...	200?
18	14 ,88	2 ,53	12 ,35	190
21	18 ,85	4 ,21	14 ,64	160
moyennes.				170^{m}

(*Voy.* l'Appendice, fig. 20.)

Pendant l'hiver, les résultats paraissent être peu un différents. En janvier 1827, M. Eschmann habita pendant onze jours sur le Rigi, tandis que Horner observait à Zurich, à 1,370^{m} plus bas. Les moyennes horaires furent les suivantes :

DIFFÉRENCE DE NIVEAU CORRESPONDANT A UN ABAISSEMENT DE 1° THERMOMÉTRIQUE DANS LES DIVERS MOIS DE L'ANNÉE.

MOIS.	GENÈVE et SAINT-BERNARD.	ALLEMAGNE méridionale, et ITALIE septentrionale.
Janvier. . . .	270,53	257,27
Février. . . .	222,58	193,54
Mars. . . .	182,43	159,63
Avril	176,00	160,60
Mai	178,14	157,87
Juin.	176,19	148,32
Juillet. . . .	181,07	148,71
Août.	196,85	145,98
Septembre. .	196,83	161,96
Octobre. . .	193,88	177,75
Novembre. .	241,88	193,49
Décembre. .	217,90	253,49
Année. . .	202,12	172,68

(*Voy.* l'Appendice, fig. 21.)

DÉCROISSEMENT DE LA TEMPÉRATURE ENTRE ZURICH ET LE RIGI, EN HIVER.

HEURES.	STATIONS supérieure.	STATIONS inférieure.	DIFFÉRENCE.	DÉCROISSEMENT de 1° pour
0	−0°,50	−2°, 6	−2°, 2	627m
1	−0 ,60	−2 , 5	−1 , 9	719
2	−0 ,40	−2 , 4	−2 , 0	685
3	−0 ,90	−3 , 0	−2 , 1	651
4	−1 ,50	−4 , 1	−2 , 6	527
5	−2 ,00	−5 , 0	−3 , 0	457
6	−2 ,40	−5 , 5	−3 , 1	442
7	−2 ,50	−5 ,75	−3 ,25	420
8	−2 ,75	−5 , 9	−3 ,15	433
9	−2 ,70	−6 ,25	−3 ,55	583
10	−2 ,75	−6 ,25	−3 , 5	589
..	... ...	... ...	... ...	....
19	−4 , 6	−6 , 9	−2 , 3	596
20	−4 , 4	−6 , 5	−2 , 1	651
21	−3 , 6	−5 , 5	−1 , 9	719
22	−2 , 9	−4 , 4	−1 , 5	913
23	−2 , 0	−2 ,75	−0 ,73	1828

Les différences de température sont plus faibles pendant la nuit que pendant le jour, ce qui est précisément l'inverse de ce qui arrive en été. L'état habituellement brumeux des couches inférieures pendant l'hiver peut rendre compte de cette diffé-

Les deux séries prouvent également qu'en été le thermomètre baisse beaucoup plus vite à mesure qu'on s'élève qu'en hiver. Toutefois les chiffres présentent des différences assez notables; je crois pouvoir accorder plus de confiance à ceux de la troisième colonne, car le col sur lequel se trouve l'hospice du Saint-Bernard est ouvert aux vents du sud, qui peuvent avoir de l'influence sur le thermomètre. Ces perturbations locales disparaissent quand on compare de longues séries faites dans des localités différentes, comme c'est le cas dans la dernière colonne[1].

Il résulte de ce décroissement inégal que la différence entre les moyennes de l'hiver et celles de l'été est d'autant moindre qu'on s'élève davantage dans les montagnes. Dans les plaines de la Suisse, à la hauteur de 400 mètres environ, elle est de 19°. Sur le Saint-Gothard, à 2,091 mètres, elle est de 14°,9, et sur le Saint-Bernard (2,493^{m}), de 13°,5. **De Saussure**, qui le premier fit cette importante remarque, pensait que les différences entre les saisons devaient disparaître à la hauteur de 12,000 à 13,000 mètres[2].

Le décroissement de la température a encore été étudié dans l'Amérique du Sud par M. **de Humboldt** : il a trouvé qu'il était de 1° pour 191 mètres dans les montagnes, et de 243,5 sur les plateaux. Une série de lieux dans l'Inde méridionale donne 177^{m}; dans le nord de l'Indous-

rence. Du resto, les termes divers dont les nombres de la colonne *différence* représentent les moyennes sont très-irréguliers; l'état thermique de l'atmosphère est bien plus variable qu'en été. C'est en hiver, et en hiver seulement, que se présentent ces interversions remarquables de la température, qui se trouve accidentellement, même de jour, plus élevée sur la montagne que dans la plaine. Aussi faudrait-il posséder un nombre beaucoup plus considérable d'observations pour connaître exactement la marche diurne hivernale des différences de température entre deux stations très-éloignées l'une de l'autre dans le sens vertical.

Quant à la marche estivale, elle peut être considérée comme bien connue. Outre les observations de M. Kaemtz au Rigi et au Faulhorn en 1832 et 1833, de de Saussure au col du Géant, nous avons aussi les observations que j'ai faites avec M. Bravais sur le Faulhorn en 1841, et les 20 jours d'observations de MM. Bravais et Peltier sur la même montagne en 1842, enfin 40 jours d'observations sur le Brocken en 1820 par MM. Œsfeld et Hænel. Toutes s'accordent à indiquer une marche à peu près pareille pour le décroissement aux différentes heures du jour. M.

[1] M. Schouw a étudié le décroissement de la température sur le versant méridional des Alpes. En comparant les longues séries faites au Saint-Gothard (2,110^{m}) et du Saint-Bernard (2,493^{m}) à celle de Turin et Milan, il trouve un décroissement de 1° pour 168 mètres. (*Climat de l'Italie*, p. 80.) M.

[2] Sur le mont Ventoux, montagne escarpée et isolée de la Provence, lat. 44° 10' N., long. 2° 56', hauteur 1,911 mètres sur la Méditerranée, j'ai trouvé, par 19 observations faites dans différentes années et dans les diverses saisons, un décroissement de 1° pour 188 mètres en hiver, 129 mètres en été, 144 mètres en moyenne. Les observations de Ramond (*Recherches sur la formule barométrique*, p. 189), comprises entre le 43° et le 49° degré de latitude, donnent en moyenne 1° pour 148 mètres (Voyez *Annales des sciences naturelles*, 2° série, t. X, p. 129 [1838]). M.

tan, au contraire, 226,6^m; nombre qui se rapproche de celui que M. **de Humboldt** a observé dans l'Amérique pour les plateaux. Partout on arrive à des différences de niveau analogues[3] : 247 mètres dans la Sibérie occidentale, nombre qui se change en 243,5, si la comparaison comprend les lieux élevés de l'Inde septentrionale. Aux États-Unis on trouve 222,2 mètres[1].

Je ne crois pas que ces différences proviennent de ce que les températures moyennes dont j'ai fait usage ne se rapportent pas aux mêmes années; c'est la configuration du pays qui parait être l'élément le plus important. Si le terrain s'élève doucement, ou si le pays se compose de gradins successifs, le décroissement de la température est beaucoup plus lent que sur le flanc de montagnes abruptes. Dans le premier cas, on peut admettre pour 1° une différence de niveau de 235 mètres, et 195 seulement dans le second. Cette différence nous prouve combien il est difficile de réduire au bord de la mer la moyenne des lieux situés à

[1] Tandis qu'à l'équateur la loi du décroissement est à peu près la même en toutes saisons, les régions polaires offrent, au contraire, les plus grandes différences entre l'été et l'hiver. D'après une série de 4 jours d'observations faites de demi-heure en demi-heure, les membres de la Commission du Nord ont trouvé au Spitzberg (latitude 77° 30'), et au mois d'août 1838, un décroissement moyen de 1° pour 172 mètres. Ce résultat calculé par M. Bravais coïncide avec les décroissements observés dans les zones tempérées. La différence de hauteur des stations était de 560 mètres.

En hiver, la température va en croissant avec la hauteur jusqu'à une certaine limite variable suivant diverses circonstances atmosphériques dont l'influence n'est pas encore bien exactement connue. L'heure de la journée paraît être indifférente, puisqu'il n'existe aucune variation diurne thermométrique dans les couches de la surface. La moyenne de 36 expériences faites avec des cerfs-volants ou des ballons captifs à Bosekop, latitude 69° 58' N., a donné un état moyen d'accroissement de 1°,6 pour les 100 premiers mètres. Au delà de cette limite, et même au delà des 60 à 80 premiers mètres, la température devient de nouveau décroissante, mais très-lentement d'abord, le décroissement s'accélère ensuite. Les observations qui ont été faites sur les flancs ou les sommets des montagnes pendant la même expédition confirment entièrement ces résultats. L'influence réfrigérante d'un sol qui rayonne sa chaleur propre durant plusieurs semaines sans rien recevoir de la part du soleil en compensation de ses pertes, l'influence des contre-courants supérieurs venus de l'O et du S.O. avec une température élevée, rendent raison de cette anomalie, qui représente en hiver l'état normal des parties les plus boréales du continent européen.

M. Fournet a rassemblé un grand nombre d'exemples d'interversion de la température observés par d'autres et par lui en France et en Suisse pendant des hivers rigoureux. Ainsi, pendant l'hiver de 1838 à 1839, M. Bravais père a observé que les *maxima* de froid avaient été distribués de la manière suivante aux environs d'Annonay, où il habite :

LIEUX.	HAUTEUR SUR LA MER.	MAXIMUM DE FROID.
Andancette	125^m	−20°
Annonay	900	−17
Saint-Agrève	1,250	−12

Voyez, sur l'interversion de la température atmosphérique dans les hivers rigoureux, *Annales de Chimie et de Physique*, t. LXXII, p. 319. 1839. M.

une certaine élévation au-dessus de son niveau. Lorsque la hauteur est considérable, on peut commettre de grandes erreurs; mais, si l'on a beaucoup d'observations dans un pays, on les évitera en déduisant le décroissement de la longitude de la latitude et de la hauteur[1].

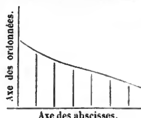
[1] Parmi les observations faites pour déterminer le décroissement, celles recueillies dans des voyages aérostatiques offrent un intérêt tout particulier; les températures y sont moins affectées par des circonstances locales, telles que l'échauffement du sol, les courants ascendants ou descendants, etc., et la série qu'offrent de telles températures est plus susceptible d'être accordée avec la série des températures décroissantes des régions supérieures de l'atmosphère.

M. Bravais a réuni ces résultats dans le tableau suivant :

DÉCROISSEMENTS DE TEMPÉRATURE OBSERVÉS DANS DES VOYAGES AÉROSTATIQUES.

OBSERVATEURS.	LIMITES de la couche d'air	DÉCROISSEMENT de 1° pour
	m. m.	m.
Gay-Lussac.	0-3800	188,5
	3800-5700	185,8
	5700-6900	161,2
Zeune et Jungins. .	0-3900	189,0
Graham et Beaufoy.	0-3800	185,0
Sacharoff.	0-2600	224,0
Clayton (2 voyages).	0-2800	155,0
	2800-4800	291,0
	4800-5450	255,0

Ces observations sont encore trop peu nombreuses pour que l'on puisse en déduire quelques conséquences générales, à cause de la nature éminemment variable des décroissements. Il semble cependant que le décroissement, d'abord assez rapide près de la surface, va en se ralentissant jusqu'à une certaine hauteur, peut-être jusqu'à 3 ou 4,000 mètres, et qu'à partir de cette hauteur il s'accélère de plus en plus, de sorte que, si l'on prend les élévations verticales pour abscisses, et pour ordonnées les températures augmentées de 100° (afin de les rendre toutes positives), la courbe des températures tournera d'abord sa convexité vers l'axe des abscisses, éprouvera une inflexion, et finira par tourner sa concavité vers ce même axe.



Telle est la forme la plus probable de la courbe indiquant la longueur de la colonne thermométrique à diverses hauteurs dans l'atmosphère. Les recherches récentes de M. Biot sur cette même question prouvent aussi qu'à de grandes élévations dans l'atmosphère cette courbe finit par être concave vers l'axe des abscisses; et même,

Les résultats que j'ai cités sont déduits de longues séries d'observations. Des expériences isolées ont été faites par des voyageurs et des aéronautes; mais elles méritent moins de confiance, quoiqu'elles s'accordent en général avec les résultats précédents[1].

Le décroissement de la température avec la hauteur parait en opposition avec quelques observations que tout le monde a pu faire. En effet, quand on gravit une montagne par un jour d'été calme et serein, on éprouve une chaleur accablante. Si l'on suspend deux thermomètres, l'un à l'ombre, l'autre au soleil, leur différence sera plus grande que dans la plaine : l'actinomètre et l'héliothermomètre (p. 159) montrent cette différence d'une manière encore plus évidente. Les rayons du soleil agissant avec plus d'énergie à cause de la couche d'air plus mince qu'ils ont à traverser, il semblerait que la température doit être plus élevée. L'expérience montre le contraire, et le raisonnement est d'accord avec elle.

Si l'air n'était pas un fluide élastique, si dans toute sa hauteur sa densité était la même qu'au bord de la mer, la limite de l'atmosphère serait bien tranchée, et au delà on trouverait un vide absolu d'une température très-basse. Le froid se communiquerait à la couche supérieure et se propagerait peu à peu vers le sol; mais la diminution de la température avec la hauteur serait très-peu notable, car les liquides et les gaz, à plus forte raison, sont de mauvais conducteurs de la chaleur.

Les différences que présentent la chaleur lumineuse et la chaleur obscure (p. 157) à leur passage à travers les corps sont encore plus importantes. Lorsque les rayons solaires pénètrent dans l'atmosphère, ils perdent à chaque instant une certaine quantité de leur chaleur, qu'ils cèdent aux molécules d'air qu'ils traversent. Toutefois la majeure partie parvient encore au sol qu'elle échauffe. Si le sol ne rayonnait pas, et si la densité de l'air était uniforme dans toute sa hauteur, la température des couches supérieures serait plus élevée que celle des couches inférieures, parce que les rayons solaires qu'elles reçoivent sont moins affaiblis. Mais le rayonnement de la chaleur intervertit le phénomène;

si la loi dont il a reconnu l'existence se prolonge jusqu'aux limites de l'atmosphère, la quantité dont il faudrait s'élever pour obtenir un décroissement de 1° diminuerait sans cesse proportionnellement à la densité de l'air correspondante. M.

[1] M. Maedler a comparé le climat du Brocken (1,140m) avec celui de Berlin (40m) pendant la période comprise entre septembre 1857 et décembre 1858. Le résultat général est que les températures *maxima* diurnes, savoir : celles de 2 h., diffèrent beaucoup moins en hiver qu'en été. Les courbes des moyennes de 6 h. du matin sont presque parallèles. Dans *toutes* les saisons, la température est plus élevée sur le Brocken par un jour serein que par un jour couvert, et dans le mois de janvier les jours sereins étaient plus chauds qu'à Berlin. Le nombre des jours couverts a été en 1858 de 155 à Berlin, de 96 seulement sur le Brocken. (Voyez, pour plus de détails, Schumacher's *Jahrbuch für* 1859). M.

car les rayons calorifiques que la terre émet, n'étant pas lumineux, sont absorbés par les couches inférieures de l'atmosphère, qui s'échauffent davantage.

La densité de l'air n'est pas uniforme, comme nous l'avons supposé; elle va en diminuant de bas en haut. Non-seulement à volume égal les couches inférieures absorbent plus que les supérieures, mais ce sont encore elles qui reçoivent les premières les rayons émanés du sol. Chaque molécule composante de l'atmosphère rayonne dans tous les sens comme la terre elle-même : les rayons qui se dirigent en bas sont reçus par les couches inférieures et par la terre, tandis que ceux qui se dirigent en haut se perdent en partie dans les espaces célestes.

Toutes ces circonstances nous expliquent l'influence des saisons, du jour et des variations atmosphériques sur le phénomène que nous analysons. Lorsque le temps est serein et le soleil élevé, le sol s'échauffe beaucoup plus que par un temps couvert et une faible hauteur du soleil au-dessus de l'horizon; aussi le rayonnement est-il beaucoup plus actif. Mais comme ce rayonnement échauffe surtout les couches inférieures, on comprend qu'en été la température décroisse avec une extrême rapidité. Si l'on s'élève sur un plateau au lieu de gravir une montagne, la grande surface du premier échauffant l'air qui est en contact avec lui, le décroissement de la température est moins rapide.

On regarde aussi communément le changement de volume d'une même masse d'air comme une des causes les plus influentes du décroissement de la température. Car, si dans un cylindre de verre ou de métal un piston se meut à frottement, et qu'on le pousse brusquement, de l'amadou placé dans le cylindre s'enflammera aussitôt. Un appareil de ce genre porte le nom de briquet pneumatique. Réciproquement, si de l'air se raréfie sous le récipient de la machine pneumatique, il y a abaissement de la température. Il résulte de ces faits que la capacité calorifique de l'air augmente à mesure qu'il se raréfie; il faut donc une plus grande quantité de chaleur pour élever sa température d'un même nombre de degrés, et il emprunte cette chaleur à tous les corps environnants, et au thermomètre, qui baisse rapidement.

Lors donc que les rayons lumineux et calorifiques du soleil traversent les couches raréfiées de l'atmosphère, le thermomètre ne monte pas autant que dans le voisinage du sol, quand même un mètre cube de cet air raréfié n'aurait pas absorbé plus de chaleur qu'un mètre cube d'air plus dense, de même qu'un kilogramme d'eau ne s'élève que de 4 degrés sous l'influence d'une source de chaleur qui échauffe de 56 degrés un kilogramme de fer (p. 11).

En combinant tous ces éléments, on se rend parfaitement compte du décroissement de la température avec la hauteur. L'influence des courants ascendants et descendants me paraît moins grande. En effet, à

mesure que l'air échauffé s'élève, la pression à laquelle il est soumis diminue, il se dilate, et par conséquent se refroidit : d'autres masses aériennes s'abaissent, se contractent et s'échauffent. Toutefois ces déplacements ne peuvent contribuer à la production du phénomène que d'une manière tout à fait accessoire.

VÉGÉTATION DES MONTAGNES. — L'abaissement de la température suivant la hauteur a la plus grande influence sur la vie des êtres organisés dans les montagnes; et quoique ces détails rentrent dans la géographie physique, je pense qu'on ne les lira pas sans intérêt.

Dans les plaines de la Suisse, au pied des Alpes, on admire la plus belle végétation, des vergers, des céréales et des prairies destinées à nourrir pendant l'hiver les bestiaux qui paissent dans les montagnes pendant l'été. On y trouve des plantes des hautes Alpes, et provenant de graines amenées par des torrents, qui manquent complétement en France et en Allemagne. Exemples : *Pyrethrum alpinum*, *Lepidium alpinum*, *Linaria alpina*. Au pied des montagnes sont de belles forêts de hêtres, de sapins, et quelquefois de pins.

Si l'on s'élève de cinq à six cents mètres, on trouve l'oreille-d'ours (*Primula auricula*) qui recouvre les rochers de ses fleurs d'un jaune soufré; la gentiane sans tige (*Gentiana acaulis*), dont la grande corolle, d'un bleu d'outremer, s'incline vers la terre; l'aconit napel (*Aconitum napellus*), la renoncule à feuilles d'aconit (*Ranunculus aconitifolius*), le *Trollius europæus*, etc., etc. Vers la hauteur de 1,000 mètres, la soldanelle (*Soldanella alpina*) croît dans les bas-fonds arrosés par la neige fondante, qu'elle encadre dans une bordure violette. Le *Crocus vernus* se trouve dans les mêmes localités, et passe aussi vite que la soldanelle. Les pentes sont couvertes de rhododendrons (*Rhododendron ferrugineum* et *R. hirsutum*), arbrisseaux chargés de fleurs rouges du plus bel effet, et qui tapissent souvent de grandes surfaces.

A la hauteur de 2,000 mètres, la plupart des végétaux de la plaine ont disparu et ne sauraient se propager. Dans la Suisse septentrionale, la vigne ne s'élève pas au delà de 550 mètres; sur le versant méridional des Alpes et dans le Valais, elle atteint 650 mètres; et dans quelques localités favorables, telles que le Val-Sésia, au pied du mont Rose, on la trouve encore à la hauteur de 1,000 mètres[1]. Il en est de même des céréales : plus on s'élève, plus la récolte est tardive. En juillet 1832, la moisson était terminée dans les plaines de la Suisse; mais elle était encore sur pied dans le haut Valais, aux environs de Munster et d'Obergestlen. Dans les villages élevés, on est souvent forcé de suspendre les gerbes à des échalas, afin de mûrir le grain artificiellement. On

[1] Antei (Val Tornanche), 1042; revers méridional du Saint Bernard, 1040; Val d'Aoste, au-dessous de Courmayeur, 1024. M.

emploie aussi un moyen particulier pour faire disparaître la neige; on la couvre de terre noire qui, absorbant la chaleur, hâte sa fusion. **De Saussure** a vu mettre ce moyen en usage dans la vallée de Chamounix. Dans le nord de la Suisse, les céréales peuvent s'élever à 1,100 mètres, mais on ne compte sur une récolte certaine que jusqu'à 900 mètres environ. Le maïs mûrit encore à 870 mètres [1]. Les localités ont ici une grande influence; ainsi, dans la vallée de Lugnetz (canton des Grisons), on trouve, près de Vrin, des céréales à 1,510 mètres. Sur le revers septentrional du mont Rose, l'orge cesse à la hauteur de 1,300 mètres; sur le revers méridional, elle monte dans quelques points jusqu'à 1,950. Il en est de même des arbres fruitiers. Dans la Suisse septentrionale ils n'existent plus au-dessus de 880 mètres; seulement dans quelques localités favorables, près de Disentis, par exemple, on les

[1] Le plus souvent les cultures sont poussées par les habitants aussi haut que possible sur le penchant des montagnes. Le paysan de la France, de la Suisse, du Piémont ou de la Savoie ne craint pas de porter la houe partout où il peut raisonnablement espérer une récolte. Les champs cultivés cessent donc là où ils ne peuvent plus récompenser le cultivateur de ses travaux; mais l'estimation de la valeur des produits, comparée au travail qu'ils nécessitent, varie de peuple à peuple et même d'individu à individu. Ainsi donc la limite des champs cultivés est fonction d'éléments politiques et moraux, et non le simple résultat du changement de climat, comme la limite d'une plante sauvage et indépendante de l'homme. En voici la preuve. C'est une loi à peu près générale que tous les végétaux s'élèvent plus haut sur le revers méridional que sur le versant septentrional des montagnes; et cependant, si l'on compare sous ce point de vue la limite des champs cultivés dans les Alpes Pennines, que j'ai obtenue par des mesures barométriques exactes, il en est rarement ainsi. En examinant la hauteur relative des habitations permanentes sur les deux versants, on arrive à un résultat qui confirme le précédent.

TABLEAU COMPARATIF DE LA HAUTEUR DES VILLAGES LES PLUS ÉLEVÉS ET DE LA LIMITE ALTITUDINALE DES CHAMPS CULTIVÉS SUR LES DEUX VERSANTS DES ALPES PENNINES.

COLS OU PASSAGES.	VILLAGES LES PLUS ÉLEVÉS.				FIN DES CHAMPS CULTIVÉS.	
	Versant Nord.		Versant Sud.		Versant N	Versant S
		m.		m.	m.	m.
Col du Bonhomme.	Naut-Bouranl.	1425	Chapin. . . .	1078	»	»
Saint-Bernard. . .	Saint-Pierre. .	1637	Saint-Remy. .	1618	1687	1620
Col de la Fenêtre. .	Lourtier. . . .	1066	Lomond. . .	1049	1145	1675
Mont Cervin. . . .	Zermatt. . . .	1614	Val-Tornanche	1542	1984	1673
Col Macugnaga. . .	Saas.	1601	Macugnaga. .	1300	1730	1500
Simplon.	Bacrensaal. .	1554	Simplon. . . .	1504	1047	1000
Moyennes.		1482		1349	1553	1454

L'influence de l'exposition se traduit, au contraire, de la manière la plus évidente par les différences de niveau qu'on observe entre les limites d'une plante sauvage sur

trouve encore à 1,070. Les cerisiers montent plus haut : les derniers, qu'on trouve en plein vent sur le Rigi, sont à l'*Unter-Daechli* (955^{m}). C'est avec beaucoup de peine que les capucins du couvent de Marie-à-la-Neige (*Maria zum Schnee*) peuvent les faire mûrir quelquefois en espalier à 1,310^{m} au-dessus de la mer. Les noyers (*Juglans regia*), qui dans les plaines sont des arbres magnifiques, disparaissent vers 800 mètres [1]; le châtaignier (*Castanea vesca*) n'existe plus à 780 mètres [2]. On peut donc regarder 877^{m} comme la limite moyenne des cultures.

Il est inutile d'insister sur les circonstances locales qui peuvent modifier cette limite, et sur son abaissement à mesure qu'on s'avance vers le nord. En Laponie, elle est à une centaine de mètres au-dessus du niveau de la mer. Dans l'Amérique du Sud, le maïs s'élève à 2,270 mètres, mais il n'est dominant qu'entre 1,000 et 2,000; depuis 2,000 jusqu'à 3,000, on trouve les céréales d'Europe : le froment dans les zones inférieures, le seigle et l'orge dans les régions supérieures; de 3,000 à 4,000, on ne cultive que la pomme de terre.

En Suisse, l'homme a porté la houe aussi haut que possible, et il a profité de chaque portion de terrain cultivable. Toutefois à une certaine élévation les bois deviennent dominants et finissent par occuper toute la superficie du sol; mais la physionomie même des arbres change avec la hauteur. L'épicéa élancé (*Abies excelsa*) se transforme en une pyramide; ses branches inférieures, qui en forment la base, reposent sur le sol; la structure du bois varie aussi : les couches annuelles sont plus minces et le bois plus dur. Sur une branche d'épicéa de 27 milli-

le versant sud et le versant nord d'une montagne isolée. Le mont Ventoux, en Provence, que j'ai étudié sous ce point de vue, en est un exemple remarquable Voici les limites supérieures de plusieurs plantes sur les deux versants.

LIMITES DES DIFFÉRENTS ARBRES SUR LES DEUX VERSANTS DU MONT VENTOUX.

ARBRES.	VERSANT MÉRIDIONAL.	VERSANT SEPTENTRIONAL.
Pin d'Alep (*Pinus alepensis*).	470^{m}	» ^{m}
Chêne yeuse (*Quercus ilex*).	558	618
Noyer (*Juglans regia*). . .	»	800
Hêtre (*Fagus silvatica*). . .	1660	1580
Epicéa (*Abies excelsa*). . .	»	1470
Pin Mugho (*Pinus uncinata*)	1810	
Sommet. . . .	1911	

(Voyez Topographie botanique du mont Ventoux, *Annales des sciences naturelles*, 2e série, t. X, p. 129 et 228 (1838).) M.

[1] Dans les Alpes Pennines le noyer s'élève en moyenne à 1,005 mètres, savoir : à 1,060 au sud, et 950 au nord.

[2] Sur le revers méridional des Alpes Pennines sa limite moyenne est à 875 mètres.

mètres de diamètre, j'ai compté 60 couches annuelles[1]. Enfin les arbres disparaissent tout à fait. Dans le nord de la Suisse, le hêtre ne s'élève pas au-dessus de 1,300 mètres; l'épicéa s'arrête à 1,800 mètres. Sur le versant méridional du mont Rose, les arbres montent jusqu'à 2,270; ce sont des mélèzes (*Larix europæa*), des épicéas (*Abies excelsa*), le cembro (*Pinus cembra*), des aunes (*Alnus viridis*) et des bouleaux (*Betula alba*). Au nord, les arbres verts ne dépassent pas 2,000 mètres. Ces derniers varient aussi beaucoup : sur le versant nord des Alpes, les épicéa s'élèvent le plus haut[2]; sur le versant sud, ce sont les mélèzes; sur l'Ararat, les bouleaux finissent à 2,530 mètres; dans le Caucase, à 2,560. Sur le revers méridional des Pyrénées, les sapins (*Abies pectinata*) finissent à 2,570; au nord, les pins (*Pinus silvestris*)

[1] Dans nos recherches sur la croissance du pin silvestre dans le nord de l'Europe, insérées au t. XV des *Mémoires de l'Acad. de Bruxelles*, nous avons démontré, M. Bravais et moi, que l'épaisseur moyenne des couches ligneuses annuelles du pin silvestre allait en croissant du nord au sud. Le tableau suivant fait voir clairement la puissante influence du climat.

ÉPAISSEUR MOYENNE DES COUCHES ANNUELLES DU PIN SILVESTRE A DIFFÉRENTES LATITUDES.

LIEUX.	LATITUDE N.	LONGITUDE E.	ÉPAISSEUR MOYENNE.
Kaafiord .	69°57'	20°40'	0,65^{m}
Pello. . .	66 48	24 40	0,88
Geffle . .	60 40	14 50	1,11
Halle. . .	51 70	9 40	2,24

M.

[2] La Grimsel, en Suisse, fait exception à cette règle, et la succession des grands végétaux sur son versant septentrional rappelle la succession de ces mêmes végétaux le long des côtes de la Scandinavie. En voici le tableau.

LIMITES DES ARBRES SUR LE VERSANT SEPTENTRIONAL DE LA GRIMSEL.

ARBRES.	LIMITES ALTITUDINALES.
Chêne rouvre (*Quercus robur*	800^{m}
Hêtre (*Fagus silvatica*).	985
Cerisier (*Cerasus vulgaris* . . . . Noisetier (*Corylus avellana*).	1060
Epicéa (*Abies excelsa*).	1545
Sorbier des oiseleurs (*Sorbus aucuparia*) .	1620
Pin mugho (*Pinus silvestris*, *P. montana*).	1810
Bouleau blanc (*Betula alba*	1975
Pin cembro (*Pinus cembra*).	2100

(Voyez, pour plus de détails, *Annales des Sciences naturelles*, octobre 1842). M.

s'arrêtent à 2,420. En Laponie, le bouleau nain (*Betula nana*) est le dernier arbre : il cesse de croître à 585 mètres.

Au-dessus de la région des forêts, on trouve dans les Alpes celle des pins rabougris (*Krummholz, Pinus mugho*), des rhododendrons, des saules herbacés (*Salix herbacea, S. reticulata, S. serpillifolia*, etc.), des aunes (*Alnus viridis*) et des genévriers (*Juniperus communis*). Dans les Carpathes c'est aussi le pin mugho, et sur l'Ararat un genévrier (*Juniperus oxycedrus*) et le *Cotoneaster uniflora* qui disparaissent les derniers.

Cette région des forêts et celle qui la suit immédiatement constituent la partie productive des hautes Alpes. Pendant l'été, elle nourrit de nombreux troupeaux qui montent à mesure que la neige disparaît. Il en est de même pour les Alpes scandinaves, où le Lapon nomade erre avec ses immenses troupeaux de rennes.

Le pin mugho disparaît dans les Alpes à la hauteur de 2,270 mètres; les pâturages montent jusqu'à 2,600 mètres et plus haut; les saules nains et des plantes herbacées couvrent le sol. On y observe les androsace (*Androsace alpina, A. helvetica, A. pennina*, etc.), le carnillet-moussier (*Silene acaulis*), des saxifrages (*Saxifraga muscoïdes, S bryoïdes, S. aizoïdes, S. stellaris*, etc.), des gentianes (*Gentiana verna, G. bavarica, G. glacialis, G. nivalis*); à côté de ces plantes sociales, le *Cerastium latifolium*, les alchemilles (*Alchemilla alpina, A. pentaphylla*) et les renoncules (*Ranunculus, glacialis, R. pyrenæus*) vivent plus isolés.

Plus nous nous élevons et plus le nombre des phanérogames diminue proportionnellement aux cryptogames. Sur le mont Blanc, la dernière phanérogame trouvée par **de Saussure** était le *Silene acaulis*, à 3,469 mètres [1]; M. **de Welden**, sur le mont Rose, a cueilli le *Pyrethrum alpinum* rabougri, et le *Phyteuma pauciflorum* au milieu du glacier de Lys, à l'endroit appelé le Nez, à 3,683 mètres. Plus haut on ne trouve plus que des lichens [2] qui recouvrent le rocher dénudé. Je ne donnerai pas l'énumération complète des plantes particulières à ces régions végétales : je me suis contenté de nommer les plus caractéristiques et les plus apparentes. J'ajouterai seulement quelques remarques sur leur *habitus*.

Peu de plantes montent depuis la plaine jusqu'aux sommets les plus

[1] M. Bravais a vu la même plante à 900 mètres au-dessus de la mer dans les environs de Bosekop, lat. 69° 58', où on la trouve aussi végétant au bord de la mer à l'ombre des derniers pins silvestres de l'Europe.

[2] Au sommet de la Jungfrau, à 4,175 mètres, M. Agassiz a trouvé en 1841 sur le rocher gneissique qui la termine cinq espèces de lichens, savoir : *Lecidea conglomerata*, Ach.; *L. confluens, Parmelia elegans α miniata*, Schærer; *Umbilicaria atropruinosa γ reticulata*, Schærer, et *U. virginis*, Schærer. M.

élevés. Celles qui sont dans ce cas se modifient singulièrement à mesure qu'elles s'élèvent. Quelques plantes résistent à ces influences; ainsi **Ramond** avait déjà observé que la gentiane printanière (*Gentiana verna*) avait le même *habitus* à toutes les hauteurs dans les Pyrénées. Mais ce ne sont ici que des exceptions : souvent une plante se rabougrit à mesure qu'elle s'élève. Ainsi la primevère farineuse (*Primula farinosa*) atteint quelquefois une longueur de 10 à 15 centimètres dans les plaines de la Suisse, et ses feuilles sont droites. Sur le Rigi, la plante n'a plus que 8 à 10 centimètres de haut; les feuilles sont étalées et les fleurs d'une couleur plus foncée. Sur le Faulhorn (2,683 mètres), toute la plante atteint à peine 2 centimètres de haut; la rosette est étalée sur le sol, et l'ombelle semble sessile.

Des changements anatomiques correspondent à ces modifications extérieures. Les feuilles qui s'étalent sur le sol deviennent plus petites et moins charnues; elles se couvrent de poils, leurs racines sont très-fortes. La fleur seule conserve les mêmes dimensions, mais elle paraît plus grande parce que la plante est plus petite, et la couleur de la corolle plus foncée. Tous les voyageurs sont frappés du bleu intense que prennent les fleurs du *Myosotis silvestris* rabougri, qu'on a décrit souvent sous le nom de *Myosotis nana*.

Une autre différence réside dans la durée des plantes; à mesure qu'on monte, le nombre des annuelles et des bisannuelles diminue, tandis que celui des végétaux vivaces va sans cesse en augmentant proportionnellement. Dans les hautes régions, les plantes annuelles manquent presque totalement, et dans les régions moyennes on ne les trouve que dans le voisinage des chalets, où elles ont été apportées par l'homme. En effet, les graines de ces plantes n'arrivant pas tous les ans à maturité dans un climat aussi rigoureux, l'espèce disparaît. Il n'en est point de même des végétaux vivaces, qui peuvent persister sans mûrir leurs fruits et même sans porter de fleurs : ou bien leur tige résiste aux froids de l'hiver, ou bien, si elle périt, de nouveaux rejetons partent de la racine. Ajoutez à cela que les branches couchées des végétaux alpins et des saules en particulier émettent des racines et peuvent alors se séparer de la plante mère. De là ces gazons épais et touffus où les tiges entrelacées étroitement permettent à peine d'isoler quelques échantillons complets. Le *Silene acaulis* en est un exemple frappant, et c'est fâcheux, car, suivant la remarque de **Ramond**, on ne saurait se faire une idée de la beauté de cette plante, si on ne l'a pas vue sur les sommets neigeux, qu'elle embellit de ses touffes épaisses toutes parsemées de fleurs. (*Voy.* la note C.)

LIMITE DES NEIGES ÉTERNELLES. — Même au milieu de l'été, lorsque des pluies abondantes tombent dans les plaines, c'est de la neige ou du grésil qui blanchissent les montagnes. Ainsi j'ai vu souvent sur

le Rigi des averses de grésil; mais à trois ou quatre cents mètres au-dessous il n'y en avait pas, et dans la plaine il avait plu. De même j'ai essuyé dans la plaine de fortes averses; mais, dès que les nuages s'écartaient, on voyait que les montagnes étaient couvertes de neige fraîchement tombée. M. de Charpentier, qui habite à Bex au centre des hautes Alpes, assure que ce phénomène est constant après toutes les pluies d'orage.

Ces masses de neige qui tombent en été fondent très-vite sous l'influence du soleil et de la pluie; mais sur les sommets très-élevés elles ne disparaissent plus : c'est la région des neiges éternelles. La limite au-dessus de laquelle la neige ne fond plus est assez bien déterminée dans chaque montagne, et se nomme la *limite des neiges éternelles*. Mais, avant d'indiquer sa hauteur dans les différentes chaînes de montagnes qui hérissent le globe, j'ai besoin de distinguer les neiges des glaciers.

Si d'un point élevé, tel que le Rigi ou le Weissenstein, on contemple les Alpes, il est facile de distinguer dans le bas la région des cultures, au-dessus celle des forêts, plus haut celle des prairies, et enfin la région des neiges éternelles. Sa limite inférieure est une ligne droite sensiblement horizontale; et ce n'est que sur certains points qu'on voit des traînées blanches descendre jusque dans les plaines; ces lignes, qui occupent le fond des vallées, sont des *glaciers*.

En contemplant un glacier de plus près, on trouve qu'il se compose de glace et nullement de neige, et souvent il est entouré de champs cultivés. La glace ne se compose pas de masses continues transparentes, comme celle des étangs et des rivières, mais de fragments séparés. Un bloc se brise en une multitude de morceaux transparents et séparés l'un de l'autre par des intervalles capillaires. Cette glace, ainsi composée de fragments, n'est pas glissante, et l'on peut y marcher de pied ferme. Dans le bas, ces fragments ont, à peu de chose près, la grosseur d'une noix; mais à mesure qu'on s'élève ils deviennent plus petits, et à la hauteur de 2,700 mètres ils n'ont plus que la grosseur d'un pois. La surface du glacier se compose de grains arrondis séparés, dans lesquels on enfonce comme dans le sable : on la désigne sous le nom de *névé* (*firn*). Dans les régions supérieures, on retrouve la neige.

Le névé est une transformation de la neige que j'ai pu suivre clairement en 1833. A la fin d'août et au commencement de septembre, des masses de neige énormes tombèrent sur le Faulhorn. Dans quelques endroits, près de l'auberge, elle avait 2 mètres d'épaisseur; la neige se composait de cristaux réguliers ou d'aiguilles rayonnantes. Une série de jours sereins succéda au mauvais temps. Quoique le thermomètre à l'ombre ne s'élevât que de quelques degrés au-dessus du point de congélation, le soleil fondit la surface de la neige, qui, au bout du premier

jour, était pénétrée d'eau à la profondeur de 2 centimètres. Le lendemain matin, elle était couverte d'une couche de glace brillante et irrégulière. A peine les rayons du soleil l'eurent-ils frappée pendant quelques instants, que cette couche, au lieu d'être continue, se trouva composée de petits grains de glace de la grosseur de grains de millet. Ce phénomène se renouvela pendant plusieurs jours, et la couche de glace devint tellement forte, qu'elle pouvait supporter le poids d'un homme; la couche des grains de névé avait près d'un décimètre d'épaisseur. A la surface ils avaient atteint la grosseur de petits pois, et ils étaient plus petits inférieurement. Il me fut impossible de suivre plus longtemps ces transformations, parce que de nouvelles masses de neige s'ajoutèrent aux premières et reproduisirent les phénomènes que j'avais déjà observés auparavant.

Cette transformation de neige en névé est analogue à certaines cristallisations artificielles. Prenez un sel beaucoup plus soluble dans l'eau chaude que dans l'eau froide; du nitrate de potasse, par exemple; versez-y de l'eau que vous échaufferez tout en l'agitant, au point que sa température soit supérieure de quelques degrés à celle de la chambre dans laquelle vous opérez. Après l'avoir maintenue pendant quelques heures à cette température, versez-la dans une assiette creuse; à mesure qu'elle se refroidit, il se forme un grand nombre de petits cristaux inégaux qui s'étendent de la circonférence au centre sous la forme d'aiguilles. Lorsque la température du liquide est en équilibre avec celle de la chambre, élevez-la de quelques degrés; l'eau pouvant dissoudre plus de sel, vous verrez les petits cristaux disparaître et les grands devenir plus petits. Quand l'eau se refroidit de nouveau, les petits cristaux reparaissent, mais ils s'accolent aux grands; si l'on répète l'expérience à plusieurs reprises, le nombre des cristaux va toujours en diminuant, mais leurs dimensions s'accroissent.

Il en est de même de la formation du névé et de la glace des glaciers. Qu'on se représente deux montagnes de 3,000 mètres de haut séparées par une vallée profonde; pendant l'hiver, des masses de neige considérables y sont accumulées par les vents ou précipitées sous forme d'avalanches. Au printemps, la chaleur du soleil devient assez forte pour pouvoir fondre la neige; l'eau, produit de cette fusion, pénètre entre les cristaux et les remplit en partie de bulles d'air. S'il gèle la nuit suivante, ce qui arrive toutes les nuits dans ces hautes régions, l'eau se combine avec les flocons de neige, et ceux-ci se transforment en granules de glace transparents. Les bulles d'air empêchent le glacier de se transformer en une masse compacte; le jour suivant, le soleil agit de nouveau : la croûte se ramollit; les grains, surtout les plus petits, se fondent en eau, puis se réunissent la nuit suivante aux plus gros, qui s'accroissent ainsi successivement. Si la masse de neige accumulée a une

grande puissance et que l'été soit sans chaleur, elle ne se fond pas entièrement, mais se transforme en névé. Si la fusion et les congélations successives d'une masse de neige se renouvellent pendant plusieurs années, il se forme alors un nouveau glacier, comme on l'a souvent observé dans les Alpes; la grandeur des fragments augmente, et, quoiqu'ils soient séparés par de l'air et de l'eau encore liquide, cependant leur union est assez intime pour former une masse compacte.

Un glacier n'est point une masse immobile : il descend sans cesse vers la plaine. Cette progression est due à différentes causes; l'eau, résultat de la fonte des neiges environnantes, s'infiltre dans la masse, la fond partiellement et la sépare du sol. Il se forme des canaux superficiels et profonds où l'eau coule en abondance; si le plan qui porte le glacier est très-incliné, son poids tend à le faire descendre. Il se forme des crevasses et des fentes. Quand la température de l'air descend audessous de zéro, l'eau contenue dans les intervalles capillaires se congèle, se dilate, et la masse, limitée en haut et sur les côtés par des montagnes, s'allonge dans la seule direction où elle ne trouve aucun obstacle, c'est-à-dire parallèlement à son grand axe, et de haut en bas. Tout conspire donc à faire descendre le glacier dans les plaines, où sa présence, au milieu des forêts et des champs cultivés, est un sujet d'étonnement pour tous les voyageurs. Ces glaciers descendent d'autant plus bas que les montagues d'où ils proviennent sont plus élevées[1], parce que les masses de neige qui s'accumulent à leur sommet sont plus considérables, et réparent les pertes que la fusion fait éprouver à l'extrémité inférieure du glacier. Aussi la glace de l'extrémité inférieure des glaciers qui, pendant un nombre d'années, a subi des dégels et des congélations successives, est-elle composée de fragments très-volumineux, comparés aux granules du névé. (*Voy.* la note D.)

Les glaciers, n'étant que des phénomènes locaux dépendants de la hauteur des montagnes et de la configuration du terrain, doivent être complétement négligés quand il s'agit de déterminer la limite des neiges éternelles. La hauteur à laquelle on trouve des champs de neige sur des surfaces planes ou peu inclinées pendant toute la durée de l'année est celle des neiges éternelles. Cette limite varie suivant la quantité de neige tombée pendant l'hiver, la chaleur des étés, la localité, et une foule de circonstances qui nous échappent : aussi la moyenne doit-elle être prise d'après un grand nombre d'observations. M. **Hugi** avait affirmé, mais à tort, que la ligne qui sépare les glaciers des névés était plus constante que celle des neiges perpétuelles. Le tableau suivant, emprunté

[1] La hauteur moyenne de l'extrémité inférieure des quatre glaciers les plus bas des Alpes de la Suisse est de 1,230 mètres au-dessus du niveau de la mer. Ce sont ceux des Bossons et de la Breuva qui descendent des flancs du mont Blanc; de Grindelwald et d'Aletsch qui proviennent du Finsteraarhorn et de la Jungfrau. M.

au savant ouvrage de M. **de Humboldt**, sur l'Asie centrale, intitulé *Recherches sur les chaînes de montagnes et la climatologie comparée*, t. III, p. 359, donne la hauteur de la limite des neiges éternelles à différentes latitudes.

HAUTEUR DE LA LIMITE DES NEIGES PERPÉTUELLES

DANS LES DEUX HÉMISPHÈRES, DÉTERMINÉE PAR DES MESURES DIRECTES.

CHAINES DE MONTAGNES	LATITUDES	LIMITE inférieure DES NEIGES perpétuelles	TEMPÉRATURES MOYENNES DES PLAINES AUX MÊMES LATITUDES	
			Année entière.	Été seul.
1. *Hémisphère boréal.*				
Norvége, littoral, île Mageroe.	71° 15' N.	720m	0°,2	6°,4
Norvége intérieure. .	70°-70° 15'	1072	3 ,0	11 ,2
Norvége intérieure. .	66°-67° 30'	1266	»	»
Islande, Oosterjoekull.	65°	936	4 ,5	12 ,0
Norvége intérieure. .	60°-62'	1560	4 ,2	16 ,5
Sibérie, chaîne d'Aldan.	60° 55'	1364	»	»
Oural septentrional.	59° 40'	1460	1 ,2	16 ,7
Kamtchatka, volcan de Chevelutch. . .	56° 40'	1600	2 ,0	12 ,6
Ounalaschka. . . .	55° 45'	1070	4 ,1	10 ,5
Altaï.	49° 15'-51°	2144	2 ,8	17 ,8
Alpes.	45° 45'-46°	2708	11 ,2	18 ,4
Caucase, Elbrouz .	45° 21'	3572	15 ,8	21 ,6
Caucase, Kasbek. . .	»	3255	»	»
Pyrénées.	42° 30'-45°	2728	15 ,7	24 ,0
Ararat.	39° 42'	4318 ?	17 ,4	25 ,6
Asie Mineure, mont Argæus. . . .	38° 33'	3262	»	»
Bolor.	37° 30'	5185	»	»
Sicile, Etna. . . .	37° 30'	2905	18 ,8	25 ,1
Espagne, Sierra Nevada de Grenade.	37° 10'	3410?	»	»
Hindou-Kho. . . .	34° 30'	3956	»	»
Himalaya, versant septentrional . .	30° 15'-31°	5067	»	»
Versant méridional.	»	3956	23°,2	25°,7
Mexique.	19°-19° 15'	4500	25 ,0	27 ,8
Abyssinie. . . .	13° 10'	4287	»	»
Amérique méridionale, Sierra-Nevada de Merida. . .	8° 5'	4550	27 ,2	28 ,3

CHAINES DE MONTAGNES	LATITUDES	LIMITE inférieure DES NEIGES perpétuelles	TEMPÉRATURES MOYENNES DES PLAINES AUX MÊMES LATITUDES	
			Année entière.	Été seul.
Amérique méridionale, volcan de Tolima.	4°46' N	4670	»	»
Amérique méridionale, volcan de Puracé.	2°18'	4688	»	»
II. *Équateur.*				
Quito.	0° 0'	4818	27°,7	28°,6
III. *Hémisphère austral*				
Andes de Quito. . .	1°- 1°30' S.	4812	»	»
Chili.	14° 30'-18°	»	»	»
Cordilière orientale.	»	4855	»	»
Cordilière occidentale.	»	5646	»	»
Chili, Portillo et volcan de Peuquenes.	33°	4483	»	»
Chili, Andes du littoral.	41°-44°	1832	»	»
Détroit de Magellan.	53°-54°	1130	»	»

On voit que, d'une manière générale, la ligne des neiges éternelles va en s'abaissant de l'équateur vers le pôle. Toutefois il y a de nombreuses exceptions à cette règle : nous devons les analyser avec attention.

La limite des neiges éternelles étant déterminée par la hauteur à laquelle la neige tombée pendant l'hiver ne fond plus, la manière dont la neige se comporte avec la chaleur est ici l'un des éléments les plus importants. Quand un corps solide passe à l'état liquide, la chaleur devient latente, comme dans le cas où un liquide se vaporise. Qu'on place dans une chambre chaude un baquet de neige et qu'on y plonge un thermomètre, celui-ci montera très-rapidement jusqu'à zéro. Pendant longtemps il restera stationnaire; quoique la neige fonde rapidement, c'est seulement lorsqu'elle est entièrement fondue qu'il remonte de nouveau jusqu'à ce que la température de l'eau soit en équilibre avec celle de la chambre. Cependant les murs et tous les objets contenus dans cette chambre rayonnent de la chaleur vers le vase; mais cette chaleur disparait et devient latente pendant l'acte de la fusion.

Pour prouver cette vérité, on prend un kilogramme d'eau à zéro et on le mêle avec un kilogramme d'eau à 75° : le mélange sera à la tempéra-

ture de 37°,5. Prenons, au contraire, un kilogramme de glace ou de neige, et jetons-le dans un kilogramme d'eau à 75°, la neige ou la glace fondront, mais la température du mélange restera à zéro. Ainsi les 75° de chaleur de l'eau ont disparu pendant la fusion de la neige ou de la glace qui les ont absorbés [1].

En considérant les anomalies que présente la hauteur de la limite des neiges éternelles, nous ne devons jamais oublier cette chaleur latente. Imaginez une chambre qu'on ne chauffe pas en hiver, de façon que sa température descende à plusieurs degrés au-dessous de zéro; placez-y plusieurs baquets remplis de neige, puis chauffez cette chambre : la température des murs et de l'air s'élèvera de plusieurs degrés au-dessus de zéro, mais la température de la neige restera à zéro. La température de la chambre et la quantité de neige sont ici les éléments influents, et il arrivera souvent qu'une petite quantité de neige fondra plus vite dans une chambre chauffée modérément qu'une masse considérable dans la même chambre chauffée outre mesure.

La hauteur de la ligne des neiges étant fonction de la quantité tombée en hiver et de la chaleur des étés, il est clair qu'à latitude égale elle doit être plus élevée dans l'intérieur des continents, où il tombe moins de neige et où les étés sont plus chauds, que sur les côtes. Ainsi dans le Caucase elle est plus haute de 650 mètres que dans les Pyrénées. Dans les montagnes de la Laponie, **Wahlenberg** a trouvé la limite des neiges éternelles à 1,005 mètres sur la côte norvégienne, et à 1,255 sur le versant suédois; **Schouw** et **Smith** ont fait la même remarque dans le district de Bergen.

Cette différence est bien marquée sur les deux versants de l'Himalaya. Sur le versant sud, M. **de Humboldt** avait fixé autrefois la ligne des neiges éternelles à 3,700 mètres; depuis, le voyageur anglais **Webb** a trouvé près de Kedarnath à 3,655 mètres, et **Milem** à 3,610 mètres, des arbres, des rhododendrons, et une végétation luxuriante à 3,870. La ligne des neiges éternelles s'élève donc au-dessus à 3,900 mètres. Sur le versant septentrional de l'Himalaya elle est encore plus haute, et dépasse même celle des neiges éternelles sous l'équateur. Les faits peu nombreux que nous possédons nous permettent de la fixer approximativement à 5,070 mètres, ainsi à 1,170 mètres plus haut que sur l'autre versant.

Cette grande différence est due aux changements des moussons; au nord de l'Himalaya s'étend un vaste plateau couvert de sable et de cailloux roulés, un véritable désert. Le contraste entre la température de

[1] D'après les expériences toutes récentes de MM. de la Provostaye et Paul Desains, ce nombre devrait être modifié, et la chaleur latente de la glace serait de 79°,1. (Voyez *Comptes rendus de l'Institut*, avril 1843, p. 837.)

l'air au-dessus de ce plateau et sur la mer située au sud engendre les moussons. Ainsi, au nord de l'Himalaya, on aura des vents de terre chauds; au sud, des vents de mer frais. L'abaissement de la ligne des neiges au sud est encore favorisé par la direction de ces vents. Pendant l'été, ils soufflent du S.O., et amènent des vapeurs qui se condensent sur la chaîne de montagnes, et forment une bande de nuages et de brouillards qui empêchent l'action du soleil sur la neige, tandis qu'au nord le ciel doit être presque toujours serein. Ajoutez à cela qu'il tombe moins de neige pendant l'hiver sur le versant nord ou continental, et que par conséquent celle-ci doit disparaître jusqu'à une hauteur plus considérable.

V

POIDS DE L'ATMOSPHÈRE

PESANTEUR DE L'AIR. — Aristote soupçonna le premier que l'air était pesant; pour s'en assurer, il prit une outre, la pesa d'abord vide, puis après l'avoir gonflée d'air : car, disait-il, si l'air est pesant, l'outre doit être plus pesante dans le second cas que dans le premier. L'expérience n'ayant pas confirmé ses prévisions, il en conclut que l'air n'était pas pesant. Cependant plusieurs philosophes de l'antiquité admettaient la matérialité de l'air comme un fait. Ainsi l'école d'**Épicure** comparait les effets des vents à ceux de l'eau en mouvement, et regardait les éléments de l'air comme des corps invisibles appelés *corpora cæca* par **Lucrèce.**

Toutefois, pendant le règne de la philosophie d'**Aristote**, on admit que l'air n'était point pesant, et un petit nombre seulement de philosophes ne partageaient pas cette erreur. Vers 1640, **Toricelli** et **Otto de Guericke** firent presque en même temps des expériences qui prouvaient la pesanteur de l'air. Les essais d'**Otto de Guericke** avec la machine pneumatique furent les plus probants.

Prenez un ballon de verre muni d'un robinet, de la capacité de 30 décimètres cubes environ; pesez-le avec une bonne balance, puis vissez-le sur le plateau d'une machine pneumatique, et faites le vide. En pesant de nouveau le ballon, vous trouverez que son poids a diminué; si on ouvre le robinet, l'air se précipite en sifflant dans le ballon, et l'équilibre se rétablit.

Ainsi, en répétant d'une manière judicieuse l'expérience d'**Aristote, Otto de Guericke** s'est convaincu que l'air était pesant. Si **Aristote** a trouvé le contraire, cela tient au changement de volume de l'outre dans ses deux essais; car tout corps pesé dans un fluide perd en poids une quantité égale au poids du fluide déplacé. Prenez un morceau de fer,

pesez-le soigneusement dans l'air; puis suspendez-le avec un fil au-dessous du plateau de la balance, de façon qu'il plonge dans un vase rempli d'eau : alors son poids ne sera plus que 0,86 à 0,88 de celui qu'il avait dans l'air. Un examen plus approfondi fait voir que la perte en poids est égale au poids de l'eau que le morceau de fer a déplacée. Remplissez entièrement d'eau un flacon bouché à l'émeri; et, après l'avoir essuyé, placez-le sur la balance à côté du morceau de fer, et pesez-le avec soin; puis mettez le morceau de fer dans le flacon : évidemment il chassera un volume d'eau égal au sien; et si vous pesez de nouveau après avoir essuyé le flacon, le poids sera diminué de celui de l'eau expulsée du flacon. En outre cette diminution sera exactement égale à la perte de poids qu'éprouvait le morceau de fer lorsque nous l'avons pesé dans l'eau.

Les expériences d'**Otto de Guericke** ayant prouvé que l'air est pesant, tous les corps que nous pesons dans l'air doivent perdre en poids une quantité égale au poids du volume d'air qu'ils déplacent. L'outre employée par **Aristote** eût été plus lourde pesée dans le vide. Supposons qu'on y introduisît par insufflation environ 30 décimètres cubes d'air ; son poids augmentait de 4 grammes environ, mais en même temps l'outre s'était gonflée; son volume s'était accru de 30 décimètres cubes, et déplaçait un volume d'air d'un poids égal ; aussi sa perte en poids était de 4 grammes. Ainsi son poids était resté le même; mais dans l'expérience d'**Otto de Guericke** le vase avait toujours la même capacité, qu'il fût vide ou plein d'air; et, sa perte en poids par l'air déplacé étant la même dans les deux cas, on devait trouver une différence qui démontrait la pesanteur de l'air.

DU BAROMÈTRE. — Avant **Otto de Guericke, Toricelli** avait fait une expérience qui prouvait aussi la pesanteur de l'air, quoique d'une manière moins directe. Prenez un tube de verre d'un mètre de long et fermé à l'une de ses extrémités; remplissez-le de mercure, et plongez-le par son extrémité ouverte dans une cuve remplie du même métal : la colonne s'abaissera dans le tube jusqu'à la hauteur de 76 centimètres environ au bord de la mer. Si vous inclinez le tube, la longueur de la colonne augmentera, mais sa hauteur verticale au-dessus du bain de mercure restera toujours la même. Faite avec de l'eau, cette expérience nous aurait donné une colonne élevée de $10^m,2$, et, par conséquent, 13,5 plus longue que la colonne de mercure; mais, comme ce métal est 13,5 plus dense que l'eau, l'expérience prouve que les longueurs des colonnes sont inversement proportionnelles aux densités des liquides.

Lorsque **Toricelli** eut trouvé ce rapport, il en conclut que la pesanteur de l'air s'opposait à l'écoulement du mercure par la partie inférieure du tube, et il donna le nom de baromètre à cet instrument, du grec βάρος, poids; et μέτρον, mesure. La hauteur de la colonne mercurielle au-dessus de la surface du métal se nomme *hauteur barométrique*. Il se fondait

sur d'autres phénomènes bien connus des tubes communiquants. Si l'on courbe un tube barométrique un peu large de manière à obtenir deux branches parallèles, et qu'on verse de l'eau dans l'un d'eux, celle-ci se mettra de niveau dans les deux branches. On verra toujours la même chose, quel que soit le liquide employé, ou le diamètre relatif des deux tubes; si nous versons d'abord du mercure dans une branche et de l'eau dans l'autre, la surface du mercure se tiendra plus bas dans la branche contenant de l'eau que dans l'autre; mais, si, par la ligne de séparation du mercure et de l'eau, nous menons un plan horizontal, et que nous cherchions l'élévation de la colonne mercurielle opposée au-dessus de ce plan, nous trouverons qu'elle est 13,5 fois plus petite que celle de la colonne d'eau. En répétant l'essai avec d'autres liquides qui ne se combinent pas chimiquement, on arrive à ce résultat général, que les hauteurs des colonnes au-dessus de la surface de contact des deux liquides sont inversement proportionnelles à leurs densités.

Admettons maintenant que l'air soit un corps pesant : il s'ensuit que les couches d'air superposées jusqu'aux limites de l'atmosphère exercent une pression sur tous les corps placés à la surface de la terre. Si donc nous remplissons de mercure un tube recourbé ouvert à ses deux extrémités et dont les deux branches soient parallèles, le mercure se tiendra au même niveau dans tous les deux, puisque l'air pressera également sur leur surface. Mais, si l'une des branches est fermée et l'appareil rempli de mercure, celui-ci se tiendra plus haut dans la branche purgée d'air et fermée, où il n'y aura que le poids du mercure; tandis que dans la seconde il y aura le poids du mercure, plus celui de l'atmosphère, qui remplace ici l'eau que nous avions versée sur le mercure dans l'expérience précédente. Ainsi donc la différence de niveau entre les deux colonnes nous indiquera le poids de l'atmosphère.

Si cette hypothèse est vraie, il en résulte, comme **Pascal** l'a fait remarquer le premier, que la colonne mercurielle doit être plus longue au pied qu'au sommet d'une montagne. Car alors toute la colonne d'air qui se trouve au-dessous de l'observateur ne pèse plus sur la colonne mercurielle qui se trouve dans le tube ouvert. L'expérience confirme cette prévision : si on s'élève de 500 mètres, le mercure baisse de 5 centimètres; aussi peut-on employer le baromètre pour mesurer la hauteur des montagnes. Deux observateurs se tiennent l'un au sommet, l'autre au pied : ils observent simultanément; et de la différence de longueur des colonnes mercurielles on conclut la différence de niveau des deux stations. Avec un baromètre muni d'une échelle convenablement divisée, on remarque déjà des différences en s'élevant d'un étage à l'autre dans une maison[1].

[1] On peut employer deux genres de baromètres pour les observations météorologiques et hypsométriques : le baromètre à cuvette ou de Fortin, et le baromètre à

ÉLASTICITÉ DE L'AIR. — On entend par élasticité cette propriété que possèdent certains corps d'occuper un plus petit espace sous l'influence de certaines forces, et de revenir à leur volume primordial dès que ces forces cessent d'agir. Prenez un verre à boire, renversez-le, puis plongez-le dans l'eau; à mesure que le liquide s'élève dans le vase, l'air emprisonné occupe un espace d'autant plus petit qu'on enfonce le verre davantage. Si nous l'élevons de manière à ce que son bord soit en contact avec la surface de l'eau, l'air remplit de nouveau tout le verre. Dans ce dernier cas, l'air est seulement soumis à la pression atmosphérique; lorsque le verre est enfoncé, il est de plus soumis à la pression de l'eau. Pour ce genre de recherches, le mercure est préférable; car nous pouvons, dans de petits appareils, obtenir de plus grandes pressions qu'avec l'eau, et les essais ne sont pas compliqués de la formation de vapeurs. Des expériences exactes font voir que le volume d'une masse d'air donnée est en raison inverse des pressions : cette loi porte le nom de loi de **Mariotte,** qui l'a découverte. Supposons qu'on remplisse sous une pression barométrique de 76 centimètres un vase avec 80 centimètres cubes d'air : cet air sera soumis uniquement à la pression atmosphérique; mais si, en outre, nous faisons peser sur lui une colonne de mercure de 76 centimètres de hauteur, la pression sera double, savoir, de

siphon. Ces deux genres d'instruments ont été modifiés à l'infini. Parmi toutes ces variétés, l'instrument qu'une expérience de quelques années et de plusieurs voyages m'a fait considérer comme le plus parfait, c'est le baromètre de Fortin modifié par M. Delcros, dont nous donnons une vue d'ensemble pl. II, fig. 5, et les détails dans les fig. 6 et 7.

La première modification du baromètre de Fortin, réalisée par M. Delcros, consiste en ce que le sommet de la pointe d'ivoire, pl. II, fig. 7 *d*, affleure le sommet du ménisque annulaire *f' c''* de la cuvette. Fortin plaçait cette pointe de manière que son extrémité inférieure fût tangente à l'arc convexe qui raccorde la surface du ménisque annulaire avec la paroi de la cuvette. Le point de contact était situé à une distance de l'axe telle, que la dépression *correspondante à ce point* compensât exactement la dépression du sommet du ménisque. L'expérience a montré que cette compensation, possible en théorie, ne se réalisait que bien rarement dans la pratique. Au moyen de la table que nous donnons, page 229, il est facile de calculer exactement cette dépression.

La seconde modification de M. Delcros a pour but de rendre le mercure du thermomètre attaché, pl. II, fig. 5 *t t'*, aussi peu sensible que celui de la colonne barométrique aux variations de température du milieu ambiant. La cuvette de ce thermomètre est cylindrique, et une enveloppe métallique d'une épaisseur égale à celle de la monture en cuivre le protége contre les influences thermométriques externes.

Enfin on a supprimé la vis motrice du vernier. Le curseur, pl. II, fig. 6 *b b' b'' b'''*, est maintenu par un frottement doux, et on lui adapte un petit bouton métallique *c*, que l'on peut abaisser ou élever par une série de petits chocs répétés. Un canif, une clef, le crayon même de l'observateur, sont suffisants pour produire les moindres déplacements. (Voyez, pour plus de détails sur ces instruments, les Comparaisons barométriques faites dans le nord de l'Europe par A. Bravais et Ch. Martins, *Mémoires de l'Acad. de Bruxelles*, t. XIV, 1841, et la description du baromètre à niveau constant, par M. Delcros, *Bulletin de la Société géologique de France*, t. XII, 1841. M.

152 centimètres : alors cette masse d'air n'occupera plus que 40 centimètres cubes; si la pression est de 71 au lieu de 76, l'espace occupé sera de

$$\frac{80 \times 76}{71} = 85 \text{ centimètres cubes.}$$

Ces faits nous conduisent à admettre qu'il existe entre les molécules d'air une force répulsive en vertu de laquelle elles tendent à s'éloigner l'une de l'autre : l'expérience suivante le prouve d'une manière directe. Prenez une vessie flasque et aplatie; placez-la sous le récipient d'une machine pneumatique : elle se gonflera à mesure qu'on fera le vide, mais reviendra sur elle-même dès qu'on laissera pénétrer l'air sous le récipient. Les particules d'air tendent donc à s'écarter en vertu de leur élasticité et à occuper le plus grand espace possible : mais la pression atmosphérique, agissant à travers les parois de la vessie, les contient et les rapproche; dès qu'elle vient à cesser, les molécules s'écartent dans tous les sens.

Si notre atmosphère n'était point retenue par la force de pesanteur, elle se dissiperait dans l'espace. Il en résulte que la densité de l'air diminue à mesure qu'on s'éloigne de la surface de la terre, parce que les couches supérieures ne sont pas pressées comme les inférieures. L'expérience le prouve d'ailleurs directement : plus on s'élève, plus le poids d'un décimètre cube d'air diminue.

Nous pouvons observer dans la nature des effets analogues à ceux de la dilatation d'une vessie sous le récipient d'une machine pneumatique. Dans beaucoup de mines de houille, il y a un dégagement d'hydrogène, gaz que l'on obtient en faisant agir sur du zinc de l'acide sulfurique étendu d'eau. Ce gaz est éminemment inflammable; mêlé avec l'air, il détone : or, dans certaines galeries ce gaz est si abondant, qu'on est obligé de les abandonner; mais le plus souvent il se développe dans des trous et des cavernes communiquant avec la galerie par d'étroites fissures. Tant que le gaz est peu abondant, on n'est pas averti de sa présence; mais souvent il y a détonation au moment d'un orage. Cette coïncidence s'explique aisément : l'orage est en effet précédé le plus souvent d'une baisse subite du baromètre; la pression devenant moindre, l'hydrogène s'échappe des fissures, remplit la galerie; et, si l'on a le malheur d'y entrer avec une lampe, l'explosion a lieu instantanément [1].

[1] M. John Buddle raconte que, dans une galerie de mines de charbon de terre de Walsend, une explosion de *grisou* ou hydrogène carboné fit 52 victimes le 21 octobre 1821, le baromètre marquait seulement 731 millimètres.

M. Combes fait remarquer que la pression avec laquelle le gaz se dégage n'est pas la même pour toutes les mines; ainsi, dans la mine de houille de Latour, près de

Un phénomène semblable se passe dans les sources contenant de l'acide carbonique, il est probable que ces eaux se chargent de ce gaz dans des cavités où la pression atmosphérique est beaucoup plus forte qu'à la surface de la terre; mais, lorsque la source arrive à cette surface, le gaz se dégage sous forme de bulles, surtout si le baromètre est bas.

MÉTHODES POUR DÉTERMINER LA PESANTEUR DE L'AIR. — Les deux propriétés de l'air, savoir, sa pesanteur et son élasticité, peuvent servir à mesurer le poids de l'atmosphère. Chaque corps perdant dans l'air un poids égal à celui de l'air qu'il déplace, ce dont on peut s'assurer par diverses expériences, on suspend au fléau d'une balance une sphère creuse de verre ou de métal, tandis qu'un corps dense et peu volumineux est suspendu de l'autre côté. Si les oscillations du fléau de la balance peuvent se traduire sur une échelle divisée, on remarque que la sphère baisse lorsque la pesanteur de l'air diminue comme si elle était devenue plus lourde, tandis qu'elle remonte si la pression augmente. Cela s'explique : en effet, la sphère et le corps déplaçant chacun une masse d'air égale à leur volume, ils pèsent moins que dans le vide; mais la perte en poids de la sphère est plus considérable que celle du corps. Si donc la pression diminue, le poids des deux masses en équilibre diminue aussi; mais celui de la sphère diminue moins que celui du corps : donc elle sera plus pesante et s'abaissera. Cet appareil, que quelques observateurs ont essayé, est toujours inexact, quelle que soit la perfection de la balance employée.

On peut aussi mesurer les variations de la pression atmosphérique en considérant le volume que la même masse d'air occupe dans diverses circonstances. Ainsi, soit un certain volume d'air sec renfermé dans un tube de verre d'une capacité connue et séparé de l'atmosphère ambiante par une colonne de mercure. Si, la température restant la même, la pression diminue, cet air se dilatera, et de l'espace qu'il occupera on peut déduire le changement de la pression; la chaleur dilatant également l'air, il faudra joindre à l'appareil un thermomètre exact, afin d'apprécier les variations de la température.

Le baromètre est l'instrument qui indique le mieux les changements de la pression atmosphérique; mais, pour en faire un instrument exact, il ne faut négliger aucune des précautions suivantes.

Firmini, l'hydrogène se dégageait abondamment à travers une masse d'eau de plus de 12 mètres de profondeur, et, par conséquent, sous une pression de deux atmosphères environ. Il a observé, comme M. Buddle, qu'un dégagement avait lieu principalement dans le voisinage des points où les couches perdent de leur régularité soit par une faille ou un resserrement. Ainsi, le 10 avril 1824, il y eut une explosion à la houillère de Ronchamp (Haute-Saône) qui coûta la vie à 20 ouvriers mineurs. Auparavant le gaz ne s'était montré que rarement et en petite quantité dans cette mine; toutefois un dégagement avait eu lieu avant l'accident dans le voisinage d'une faille. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. II, p. 325 et 509, 1836.) M.

ÉBULLITION DU MERCURE DANS LE BAROMÈTRE. — La longueur des colonnes liquides qui font équilibre à l'atmosphère étant inversement proportionnelle à leur densité, il est indispensable d'employer du mercure parfaitement pur; s'il est amalgamé avec du zinc ou du plomb, sa densité n'est plus la même, et la longueur de la colonne diffère de celle d'un baromètre rempli de mercure parfaitement pur. Le procédé le plus simple consiste à laver le mercure avec de l'acide acétique ou de l'acide sulfurique affaibli; d'autres procédés plus parfaits sont d'une exécution difficile.

Le mercure étant convenablement purifié, on le verse dans le tube; mais alors de l'air reste emprisonné au bas de ce tube, et le métal lui-même est entremêlé de bulles d'air. Pour les chasser, on remplit d'abord le tube dans le tiers de sa longueur environ, puis on l'approche d'un brasier ardent ou d'une forte lampe à esprit-de-vin, et on le fait tourner sur son axe afin d'exposer successivement au feu toute la périphérie du cylindre, jusqu'à ce que le mercure entre en ébullition; on le laisse ensuite refroidir *complétement*, et on ajoute du mercure de manière à remplir les deux tiers du tube. On reprend alors l'ébullition en recommençant par en bas, et l'on continue ainsi jusqu'à ce que le tube soit plein et que tout le mercure ait bouilli. Pour savoir si un baromètre a été bien bouilli, on l'incline doucement: le choc du mercure contre l'extrémité produit alors un son sec et métallique; il est au contraire mat et sourd s'il reste une bulle d'air. On peut aussi s'assurer, à l'aide d'une loupe, s'il existe une bulle d'air à l'extrémité du tube [1].

ÉCHELLE DU BAROMÈTRE. — Elle doit être en laiton, munie d'un vernier, de manière à donner au moins les dixièmes de millimètre. En France, l'échelle est en millimètres; en Angleterre, en pouces anglais divisés en dixièmes; en Allemagne, en pouces et lignes français: le vernier indique ordinairement les dixièmes de ligne. Les Allemands indiquent les pouces en mettant deux accents à la suite du nombre; les lignes, en en mettant trois: 27″ 3‴,85 veut dire 27 pouces 3 lignes 85 centièmes de ligne; le plus souvent ils donnent la hauteur en lignes, et le nombre précédent devient 327‴,85.

CORRECTION RELATIVE A LA TEMPÉRATURE. — Pour être comparables, les mesures barométriques ont besoin d'une correction, car la chaleur dilate le mercure; et, si nous comparons deux colonnes barométriques ayant la même longueur à des températures différentes, ces colonnes n'auraient point en réalité la même longueur si elles étaient à la même température. Ainsi donc il faut faire une correction afin que

[1] Il est essentiel de ne pas trop prolonger l'ébullition; sans cela la colonne de mercure reste adhérente au sommet du tube, ou bien elle se termine par une surface plane ou même concave, au lieu d'un ménisque convexe. M.

les longueurs des colonnes barométriques soient telles qu'on les eût trouvées si les baromètres avaient été suspendus dans la même chambre : aussi un thermomètre est-il attaché à chaque baromètre, et placé de manière que sa température indique autant que possible celle du mercure de la colonne barométrique. Des mesures faites avec soin prouvent qu'en désignant par 1 la longueur de la colonne barométrique à zéro, cette longueur devient 1,0156 à la température de l'eau bouillante. La dilatation du mercure étant uniforme entre zéro et 100°, on estime que la dilatation est de 0,0018 par degré centigrade; si donc un baromètre est à 760^{mm},00, dans l'air à zéro, et qu'on le transporte dans une chambre à 20°, sa hauteur sera 762,44, sans que la pression atmosphérique ait changé le moins du monde. L'inverse a également lieu si, dans une chambre à 32°, le baromètre marque 763,90; il ne sera plus qu'à 758,03 dans de l'air à — 16°.

Au moyen de tables on peut ainsi réduire la température de la colonne mercurielle à une autre température quelconque[1]; mais ordinairement on réduit à la température de la glace fondante.

L'échelle graduée qui accompagne le tube barométrique change aussi de longueur suivant la température; elle est plus longue dans les hautes températures que dans les basses, et alors la mesure d'un intervalle est exprimée par un nombre plus petit que pendant le froid. Ainsi donc, tandis que la chaleur allonge la colonne mercurielle, l'échelle en se dilatant détruit en partie cet effet; si le mercure et le cuivre se dilataient également, ces deux effets se détruiraient réciproquement, et la correction serait nulle; mais il n'en est pas ainsi. Quand l'échelle est en laiton, comme c'est l'ordinaire, sa dilatation n'est que de 0,1 de celle du mercure. D'un autre côté, si l'on est libre de réduire la colonne mercurielle à une température quelconque, il n'en est pas de même de l'échelle; car dans tous les pays on ramène la division des échelles à une certaine température. Ainsi en France les millimètres d'une échelle ne sont rigoureusement des millimètres qu'à la température de zéro; les pieds et pouces français ne sont des pieds et des pouces qu'à celle de 13° Réaumur. Nous donnons ici une table pour réduire à la température de zéro une colonne barométrique munie d'une échelle en laiton dont les divisions métriques représentent des centimètres et des millimètres à la température de zéro[2].

[1] On trouve des tables de réduction du baromètre à zéro dans les *Annuaires* publiés par M. Schumacher, dans les limites comprises entre 700 et 778 et les températures de — 17 à + 32. Celle du baromètre métrique se trouve dans l'Annuaire de 1838; celles de pouces et lignes de France, dans celui de 1839; celle du baromètre anglais, dans l'Annuaire de 1837.

[2] A la table de M. Kaemtz, qui n'allait que de 540 à 778 millimètres, j'ai substitué la table beaucoup plus étendue et plus parfaite que M. Delcros a calculée dernièrement. Son usage est très-facile. Supposons que le baromètre soit à 745 millimètres et

TABLE

DES DILATATIONS DE LA COLONNE BAROMÉTRIQUE.

HAUTEUR du Baromètre	DILATATIONS DE LA COLONNE MERCURIELLE								
	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°
mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
400	0,065	0,129	0,194	0,258	0,323	0,387	0,452	0,516	0,581
05	0.065	0,131	0,196	0,261	0,327	0,392	0,457	0,523	0,588
10	0,066	0,132	0,198	0,265	0,331	0,397	0,463	0,529	0,596
15	0,067	0,134	0,191	0,268	0,335	0,402	0,469	0,536	0,603
20	0,068	0,136	0,203	0,271	0,339	0,407	0,474	0,542	0,610
25	0,068	0,137	0,206	0,274	0,343	0,411	0,480	0,549	0,617
30	0,069	0,139	0,208	0,278	0,347	0,416	0,486	0,555	0,625
35	0,070	0,140	0,211	0,281	0,351	0,421	0,491	0,562	0,632
40	0,071	0,142	0,213	0,284	0,355	0,426	0,497	0,568	0,639
45	0,072	0,144	0,215	0,287	0,359	0,431	0.503	0,574	0,646
50	0,073	0,145	0,218	0,290	0,363	0,436	0,508	0,581	0,654
55	0,073	0,147	0,220	0,294	0,367	0,441	0,514	0,587	0,661
60	0.074	0,148	0,223	0,297	0,371	0,445	0,520	0,594	0,668
65	0,075	0,150	0,225	0,300	0,375	0,450	0,525	0,600	0,675
70	0,076	0,152	0,228	0,303	0,379	0,455	0,531	0,607	0,685
75	0.077	0,153	0,220	0,307	0,383	0,460	0,537	0,613	0,690
80	0,077	0,155	0,232	0,310	0,387	0,465	0,542	0,620	0,697
85	0,078	0,156	0,235	0,313	0,391	0,470	0,548	0,626	0,704
90	0,079	0,158	0,237	0,316	0,395	0,474	0,554	0,633	0,712
95	0,080	0,160	0,240	0,319	0,399	0.479	0,559	0,639	0,719
500	0,081	0,161	0,242	0,323	0,403	0,484	0,565	0,646	0.726
05	0,081	0,163	0,244	0,326	0,407	0,489	0,570	0,652	0,734
10	0,082	0,165	0,247	0,329	0,412	0,494	0,576	0,658	0,741
15	0,083	0,166	0,249	0,332	0,416	0,499	0,582	0,665	0,748
20	0,084	0,168	0,252	0,336	0,420	0,504	0,587	0,671	0,755
25	0,085	0,169	0,254	0,339	0,424	0,508	0,593	0,678	0,763
30	0,085	0,171	0,257	0,342	0,428	0,513	0,599	0,684	0,770
35	0,086	0,173	0,259	0,345	0,432	0,518	0,604	0,691	0,777
40	0,087	0,174	0,261	0,349	0.436	0,523	0,610	0,697	0,784
45	0,088	0,176	0,264	0,352	0,440	0,528	0,616	0,704	0.792
50	0,089	0,177	0,266	0,355	0,444	0,533	0,621	0,710	0,799
55	0,090	0,179	0,269	0,358	0,448	0,537	0,627	0,717	0,806
60	0,090	0,181	0,271	0,361	0,452	0,542	0.633	0,723	0,813
65	0.091	0,182	0,274	0,365	0,456	0,547	0,638	0,730	0,821
70	0,092	0,184	0,276	0,368	0,460	0,552	0,644	0,736	0,828
75	0,093	0,186	0,278	0,371	0,464	0,557	0,650	0,742	0,835
80	0,094	0,187	0,281	0,374	0,468	0,562	0,655	0,749	0,842
85	0,094	0,189	0,283	0,378	0,472	0,566	0,661	0,755	0,850
90	0,095	0,190	0,286	0,381	0,476	0,571	0,667	0,762	0,857
595	0,096	0,192	0,288	0,384	0,480	0,576	0,672	0,768	0,864

que le thermomètre attaché marque 9°. Il faudra *retrancher* 1mm,082 et on aura pour la hauteur du baromètre réduit à zéro 745mm,918. Autre exemple : Si le baromètre marque 758mm,62 et le thermomètre 15°,6, la quantité qu'il faudra retrancher sera

HAUTEUR du Baromètre	DILATATIONS DE LA COLONNE MERCURIELLE								
	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°
mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm	mm.	mm.	mm.
600	0,097	0,194	0,290	0.387	0,484	0,581	0,678	0,775	0,872
05	0,098	0,195	0.293	0 391	0 488	0,586	0.683	0,781	0,879
10	0,098	0,197	0,295	0.394	0,492	0.591	0,689	0,788	0,886
15	0,099	0,198	0.298	0,397	0,496	0,596	0.695	0,794	0,895
20	0,100	0,200	0,300	0,400	0,500	0,600	0.700	0,800	0,901
25	0,101	0,202	0 305	0,403	0,504	0,605	0.706	0,807	0,908
30	0,102	0,203	0,305	0,407	0.508	0,610	0.712	0,813	0,915
35	0,102	0,205	0,307	0,410	0.512	0 615	0.717	0,820	0,922
40	0,103	0.207	0,310	0,413	0,516	0.620	0,723	0,826	0,930
45	0,104	0 208	0,312	0,416	0,520	0,625	0,729	0,833	0,937
50	0,105	0,210	0,315	0,420	0,524	0,629	0.734	0,839	0,944
55	0,106	0.211	0,317	0,423	0.529	0,634	0.740	0,846	0,951
660	0,106	0,213	0 320	0,426	0,533	0.639	0 746	0,852	0,959
65	0,107	0,215	0,322	0,429	0 537	0,644	0.751	0,859	0,966
70	0,108	0,216	0,324	0,433	0.541	0,649	0,757	0,865	0,973
75	0,109	0,218	0 327	0,436	0,545	0,654	0,763	0,871	0,980
80	0,110	0,219	0,329	0,439	0.549	0,658	0.768	0,878	0,988
85	0,111	0,221	0,332	0,442	0,555	0,663	0.774	0,884	0,995
90	0,111	0,223	0.334	0.445	0.557	0,668	0,780	0,891	1,002
95	0.112	0,223	0,336	0,449	0.561	0,673	0,785	0,897	1,010
700	0,113	0.226	0,339	0,452	0.565	0,678	0.791	0,904	1,017
05	0,113	0,228	0,341	0,455	0,569	0,683	0,797	0,910	1,024
10	0,115	0,229	0,344	0,458	0.573	0.688	0,802	0,917	1,031
15	0,115	0,231	0,346	0,462	0,577	0.691	0,808	0,923	1,039
20	0,116	0,232	0,349	0,465	0,581	0,697	0,813	0,930	1,046
25	0,117	0,234	0,351	0,468	0,585	0,702	0.819	0,936	1,053
30	0.118	0,236	0,353	0,471	0,589	0,707	0.825	0,945	1,060
35	0,119	0,237	0,356	0,474	0.593	0,712	0.830	0,949	1,068
40	0,119	0,239	0,358	0,478	0,597	0.717	0,836	0,955	1,075
45	0,120	0,240	0,361	0,481	0,601	0,721	0,842	0,962	1,082
50	0,121	0,242	0,363	0,484	0,605	0,726	0.847	0,968	1,089
55	0,121	0,244	0,365	0,487	0,609	0,731	0,853	0,975	1,097
60	0,125	0,245	0,368	0,491	0,613	0,736	0,859	0,981	1,104
65	0.124	0,247	0,370	0,494	0,617	0.741	0.864	0,988	1,111
70	0,124	0,249	0.373	0,497	0,621	0,746	0,870	0,994	1,118
75	0,125	0,250	0,375	0,500	0,625	0.750	0,876	1,001	1,126
80	0.126	0,252	0,378	0,504	0,629	0,755	0.881	1,007	1,133
85	0,127	0,253	0,380	0,507	0,633	0.760	0,888	1,014	1,140
90	0,127	0.255	0,382	0,510	0.637	0,765	0,893	1,020	1,148
95	0,128	0,257	0,385	0,513	0,641	0,770	0,898	1,026	1,155
800	0,129	0,258	0,387	0,516	0,646	0,775	0,904	1,033	1,162

d'abord celle correspondante à 10°, qu'on trouvera dans la colonne portant en tête 1°, savoir $1^{mm},22$, augmentée de celle correspondante à 5°, savoir $0^{mm},61$. Enfin à cette somme on ajoutera la correction correspondante à 0°,6, savoir $0^{mm},07$. La correction totale sera donc :

$$1^{mm},22 + 0^{mm},61 + 0^{mm},07 = 1^{mm},90.$$

La correction changeant très-peu de 5 en 5 millimètres de la colonne barométrique,

Avant d'abandonner ce sujet, nous devons faire voir par quelques exemples l'indispensable nécessité de ces réductions; autrefois on les négligeait, et ce n'est que depuis dix ans environ que la plupart des observateurs en tiennent compte. Cependant dans quelques pays, et en Angleterre en particulier, il est des physiciens qui ne paraissent pas en avoir compris la nécessité; car leurs journaux météorologiques contiennent seulement les indications de la hauteur barométrique non corrigée. Des indications de ce genre nous apprennent bien en général si le baromètre était haut ou s'il était bas; mais il est un grand nombre de recherches pour lesquelles on ne saurait en faire usage. Veut-on, par exemple, comparer la hauteur barométrique dans les diverses saisons? la réduction est indispensable. Supposons en effet que, pendant l'hiver, le baromètre ait été placé dans une chambre non échauffée dont la moyenne température ait été de — 5°, et qu'en été cette même moyenne fût de 20°; supposons encore que, dans les deux saisons, la hauteur moyenne du baromètre *non corrigée* soit de 756mm, 00. On commettrait une grande erreur si l'on concluait que la pression atmosphérique a été la même dans les deux saisons; car, en réduisant les baromètres à zéro, on trouve qu'en hiver la hauteur moyenne du baromètre était de 756mm,24, et en été de 753mm,56; ainsi donc qu'elle était de 2mm,68 moins grande en été qu'en hiver. Il est d'autres recherches où de plus petites différences de température peuvent occasionner de graves erreurs : nous verrons bientôt que le baromètre est plus bas à 4 heures de l'après-midi qu'à 10 heures du matin. Dans nos latitudes moyennes, cette différence est de 0mm,6 environ. Supposons que les baromètres ne soient pas ramenés à la même température, et que le thermomètre monte de 10 heures du matin à 4 heures du soir de 3 degrés, différence qu'on observe presque tous les jours de l'année; il en résulte que le baromètre est plus élevé de 0mm,4 que si la température n'avait pas changé : car, si le baromètre descend de 0mm,6 en vertu de la diminution de la pression, il monte de 0m,4 à cause de l'accroissement de la température, et la différence corrigée est de 0mm,6 — 0mm,4 = 0mm,2; sans les corrections, au contraire, elle est de 0mm,6 — 0mm,2 = 0mm,4 : ainsi l'erreur serait de 0mm,2. Par conséquent, les observations les plus consciencieuses et faites avec les meilleurs instruments sont sans valeur si l'on ne connaît la température de la colonne barométrique.

et les indications thermométriques ne donnant qu'approximativement la température de la colonne barométrique, ce serait prétendre à une exactitude illusoire que de faire des interpolations rigoureuses.

Si le thermomètre attaché au baromètre marque des degrés *inférieurs* à zéro, alors on prend les degrés positifs correspondants dans la table, et la correction devient *additive*. Ainsi, d'une manière générale, si h est la hauteur du baromètre, n le nombre de degrés positifs ou négatifs marqués par le thermomètre, la formule de la réduction à zéro est $= h.\ n.\ 0{,}0001614$. M.

CORRECTION DE LA CAPILLARITÉ [1]. — Dans tous les baromètres à cuvette où la pointe affleure le sommet du ménisque, et dans celui de **Fortin** modifié par M. **Delcros** en particulier, une autre correction est indispensable : c'est celle de la capillarité. En vertu de cette force, la colonne mercurielle est plus *courte* qu'elle ne devrait l'être; et par conséquent elle ne mesure point exactement le poids de la colonne atmosphérique. Pour faire cette correction il faut connaître deux éléments : 1° le diamètre *intérieur* du tube; 2° la longueur de la flèche du ménisque. Si l'artiste n'a pas eu le soin de mesurer directement le diamètre intérieur, on peut le déduire du diamètre extérieur; on mesure d'abord le diamètre extérieur au moyen d'un compas d'épaisseur, et en retranchant de ce diamètre $2^{mm},3$ pour les tubes de 8 à 10 millimètres de diamètre externe, et $2^{mm},5$ pour ceux de 10 à 12 millimètres de diamètre externe, on a d'une manière très-approximative le diamètre interne du tube.

Pour connaître la longueur de la flèche du ménisque, on place le curseur $b\,b'\,b''\,b'''$ (pl. II, fig. 7) de manière que le bord $n\ m$ soit tangent au sommet du ménisque; on note le point de l'échelle correspondant, puis on abaisse le curseur jusqu'à ce que le bord $n\ m$ coïncide avec la base du ménisque; on note de même le point de l'échelle. En répétant cette opération de dix à vingt fois de suite, on obtient, pour la longueur de la flèche, une valeur moyenne qui est d'une exactitude très-suffisante.

Connaissant le rayon du tube et la longueur de la flèche du ménisque, il est facile de savoir quelle est la dépression capillaire correspondante en faisant usage de la table suivante. Ainsi, soit le rayon du tube égal à 4 millimètres, et la flèche du ménisque de $0^{mm},8$. Je cherche dans la première colonne 4,0 et dans la première ligne horizontale 0,8. Au point de rencontre de la colonne verticale qui correspond au rayon du tube avec la bande horizontale qui correspond à la flèche, on trouve le nombre 0,45. Il faut donc *ajouter* à la colonne barométrique $0^{mm},45$, pour corriger l'erreur de la dépression capillaire et avoir exactement le poids de la colonne atmosphérique [2].

[1] Ce paragraphe et la table ont été ajoutés par le traducteur.

[2] M. Bravais a fait voir qu'on pouvait calculer la dépression capillaire en fonction de l'angle d'incidence du ménisque sur le verre, et du rayon du tube barométrique. La table qu'il a construite avec sa formule diffère très-peu de la suivante, que M. Delcros a calculée à l'aide des formules de M. Schleiermacher. (Voyez *Annales de Chimie et de Physique*, 3e série, t. V; 1842.)

TABLE DES DÉPRESSIONS DUES A L'ACTION CAPILLAIRE DANS LES TUBES BAROMÉTRIQUES.

RAYON DU TUBE en millimètres.	HAUTEUR DE LA FLÈCHE DU MÉNISQUE EN MILLIMÈTRES.															
	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7
2,0	0,60	0,89	1,16	1,41	1,65	1,86	2,05	2,21	2,35	»	»	»	»	»	»	»
2,2	0,49	0,72	0,93	1,16	1,36	1,54	1,71	1,85	1,98	2,09	»	»	»	»	»	»
2,4	0,40	0,60	0,79	0,97	1,14	1,29	1,44	1,57	1,68	1,78	1,87	»	»	»	»	»
2,6	0,34	0,50	0,66	0,81	0,96	1,09	1,22	1,33	1,44	1,53	1,61	1,68	»	»	»	»
2,8	0,29	0,43	0,56	0,69	0,82	0,93	1,04	1,14	1,24	1,32	1,39	1,46	1,51	»	»	»
3,0	0,24	0,36	0,48	0,59	0,70	0,80	0,90	0,99	1,07	1,14	1,21	1,27	1,32	1,37	»	»
3,2	0,21	0,31	0,41	0,51	0,60	0,69	0,78	0,86	0,93	1,00	1,06	1,11	1,16	1,20	1,24	»
3,4	0,18	0,27	0,36	0,44	0,52	0,60	0,68	0,75	0,81	0,87	0,93	0,98	1,02	1,06	1,10	»
3,6	0,16	0,23	0,31	0,38	0,46	0,52	0,59	0,65	0,71	0,76	0,81	0,86	0,90	0,94	0,97	»
3,8	0,14	0,21	0,27	0,34	0,40	0,46	0,52	0,57	0,62	0,67	0,72	0,76	0,80	0,83	0,86	0,89
4,0	0,12	0,18	0,24	0,30	0,35	0,40	0,46	0,50	0,55	0,59	0,64	0,67	0,71	0,74	0,77	0,79
4,2	0,11	0,16	0,21	0,26	0,31	0,36	0,40	0,45	0,49	0,53	0,56	0,60	0,63	0,66	0,68	0,71
4,4	0,09	0,14	0,19	0,23	0,27	0,32	0,36	0,40	0,43	0,47	0,50	0,53	0,56	0,59	0,61	0,63
4,6	0,08	0,12	0,16	0,20	0,24	0,28	0,32	0,35	0,38	0,42	0,45	0,47	0,50	0,52	0,54	0,56
4,8	0,07	0,11	0,15	0,18	0,22	0,25	0,28	0,31	0,34	0,37	0,40	0,42	0,45	0,47	0,49	0,50
5,0	0,07	0,10	0,13	0,16	0,19	0,22	0,25	0,28	0,31	0,33	0,35	0,38	0,40	0,42	0,44	0,45
5,2	0,06	0,09	0,12	0,14	0,17	0,20	0,22	0,25	0,27	0,30	0,32	0,34	0,36	0,37	0,39	0,41
5,4	0,05	0,08	0,10	0,13	0,15	0,18	0,20	0,22	0,24	0,26	0,28	0,30	0,32	0,34	0,35	0,36
5,6	0,05	0,07	0,09	0,12	0,14	0,16	0,18	0,20	0,22	0,24	0,26	0,27	0,29	0,30	0,32	0,33
5,8	0,04	0,06	0,08	0,10	0,12	0,14	0,16	0,18	0,20	0,21	0,23	0,24	0,26	0,27	0,28	0,29
6,0	0,04	0,06	0,07	0,09	0,11	0,13	0,14	0,16	0,18	0,19	0,21	0,22	0,23	0,24	0,25	0,26
6,2	0,03	0,05	0,07	0,08	0,10	0,11	0,13	0,14	0,16	0,17	0,19	0,20	0,21	0,22	0,23	0,24
6,4	0,03	0,05	0,06	0,07	0,09	0,10	0,12	0,13	0,14	0,15	0,17	0,18	0,19	0,20	0,21	0,21
6,6	0,03	0,04	0,05	0,07	0,08	0,09	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15	0,16	0,17	0,18	0,19	0,19
6,8	0,02	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,14	0,15	0,16	0,17	0,17
7,0	0,02	0,03	0,04	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10	0,11	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15	0,15	0,16

VARIATIONS DIURNES DU BAROMÈTRE. — On sait que dans nos climats la colonne barométrique oscille sans cesse. Ces oscillations irrégulières, qui au delà des tropiques sont liées à l'état de l'atmosphère, dépendent de la position géographique du lieu ; elles sont d'autant plus marquées qu'on s'éloigne davantage de l'équateur. Entre les tropiques, l'état de l'atmosphère a peu d'influence sur le baromètre. Si donc nous observons l'instrument pendant un ou plusieurs jours d'heure en heure, nous remarquerons des oscillations régulières, c'est-à-dire que le mercure baissera à certaines heures pour s'élever à d'autres.

Une dissertation de **Beale**, publiée en 1666, fait voir qu'il soupçonnait déjà l'existence de ce phénomène ; car il affirme que le baromètre est plus haut le soir et le matin qu'à l'heure de midi. On trouve des indications analogues dans les voyages aux terres équinoxiales. Un observateur inconnu, qui habitait Surinam en 1722, a donné le premier des notions positives sur ce phénomène; il dit que le baromètre a deux *minima* et deux *maxima* diurnes, et il a indiqué assez exactement les heures de ces extrêmes, que nous nommerons heures tropiques. Le père **Boudier** a étudié les oscillations de la journée à Chandernagor, dans l'Inde, pendant l'année 1740; plus tard, ce phénomène a été remarqué par un grand nombre de voyageurs; mais M. **de Humboldt** est le premier qui ait fait des observations exactes, et attiré sur cette variation l'attention des physiciens. Il s'agissait de savoir si ce phénomène existe aussi dans nos contrées. **Ciminello** avait fait à Padoue une série non interrompue d'observations de 1778 à 1780; mais son travail était tombé dans l'oubli. Les observations de **van Swinden** en Hollande, **Hemmer** et **Planer** en Allemagne, laissaient beaucoup à désirer; **Ramond** entreprit donc à Clermont une série continue; d'autres météorologistes l'imitèrent : malheureusement ils se contentèrent d'observer le baromètre trois ou quatre fois seulement dans la journée. **Yelin** de Munich fit une longue suite d'observations; mais, quoiqu'elles montrent clairement la loi des oscillations diurnes, on ne saurait en conclure rien sur l'étendue des oscillations, parce qu'il n'avait pas noté la température du mercure. La série faite par **Hallstroem**, à Abo en Finlande, est infiniment plus satisfaisante; à Halle, depuis le commencement de 1827, j'ai presque toujours observé le baromètre d'heure en heure depuis 6 heures du matin jusqu'à 10 heures du soir. **Neuber** à Apenrade, **Lohrmann** à Dresde, **Koller** à Kremsmunster, et les astronomes de l'Observatoire de Milan, font ou ont fait de longues séries. Le point le plus septentrional où l'on possède plusieurs années d'observations est Pétersbourg, où l'on note l'état des instruments toutes les deux heures. Les observations faites par les Anglais dans leurs voyages au pôle laissent malheureusement beaucoup à désirer.

Les oscillations diurnes dépendent de la position géographique du lieu

où l'on observe. Près de l'équateur, les différences entre le *maximum* et le *minimum* sont très-grandes, et un seul jour d'observations suffit pour constater l'existence de ces oscillations. Il n'en est pas de même dans les latitudes élevées : non-seulement la variation diurne est moindre, mais encore elle est marquée par des oscillations irrégulières. Toutefois, si on suit le baromètre pendant un mois, la moyenne des observations permet de reconnaître la loi; elle est même appréciable dans une période de dix jours. Une seule fois, dans le cours de mes observations, je n'ai pu la reconnaître; c'était dans les dix-huit premiers jours du mois de décembre 1835, qui a été si remarquable par des perturbations de tout genre. Une année d'observations suffit donc pour établir les lois de la variation diurne; mais l'influence des saisons est difficile à reconnaître, même dans une série de douze années.

Dans presque toutes les séries que nous possédons, on n'a point observé pendant la nuit; toutefois les changements horaires sont assez réguliers pour qu'on puisse déduire la marche du baromètre pendant la nuit de celle qu'il a suivie pendant le jour. Le tableau suivant présente la hauteur moyenne du baromètre à toutes les heures de la journée et à différentes latitudes.

HAUTEUR MOYENNE DU BAROMÈTRE EXPRIMÉE EN MILLIMÈTRES, A TOUTES LES HEURES ET EN DIVERS LIEUX.

LIEUX.	GRD OCÉAN.	CUMANA.	LA GUAYRA	CALCUTTA.	PADOUE.	HALLE.	ABO.	PÉTERSBOURG	LIEUX.
Latitude.	0° 0′	10° 28′ N.	10° 36′ N.	22° 35′ N.	45° 24′ N.	51° 29′ N.	60° 57′ N.	59° 66′ N.	Latitude.
Observateurs.	Horner.	Humboldt.	Boussingault.	Balfour.	Ciminello.	Kaemtz.	Hallstroem.	Kupffer.	Observateurs.
midi.	752,35	756,57	759,41	759,61	757,02	753,29	759,31	759,47	midi.
1	751,87	755,99	758,91	759,22	756,85	753,11	759,29	»	1
2	751,55	755,47	758,41	758,59	756,67	752,99	759,27	759,38	2
3	751,15	755,14	758,12	758,12	756,54	752,89	759,25	»	3
4	751,02	754,96	758,05	757,91	756,47	752,84	759,25	759,32	4
5	751,31	755,14	758,10	757,95	756,46	752,86	759,27	»	5
6	751,71	755,41	758,40	758,01	756,50	752,91	759,29	759,31	6
7	751,93	755,81	758,90	758,02	756,65	753,02	759,34	»	7
8	752,35	756,21	759,19	758,54	756,79	753,14	759,39	759,32	8
9	752,74	756,59	759,69	759,24	756,92	753,24	759,44	»	9
10	752,85	756,87	759,93	759,53	757,02	753,31	759,47	759,36	10
11	752,86	757,15	759,98	759,09	757,02	753,29	759,47	»	11
minuit.	752,47	756,86	759,64	758,80	757,01	753,25	759,41	759,35	minuit.
13	752,20	756,53	759,34	758,62	756,90	753,14	759,35	»	13
14	751,77	756,21	759,05	758,57	756,84	753,05	759,24	759,32	14
15	751,65	755,89	758,81	758,49	756,78	752,99	759,14	»	15
16	751,32	755,66	758,68	758,47	756,74	752,99	759,07	759,32	16
17	751,65	755,79	758,85	758,44	756,75	753,34	759,03	»	17
18	751,95	756,18	759,32	758,68	756,79	753,12	759,04	759,39	18
19	752,48	756,58	759,94	759,16	756,89	753,24	759,08	»	19
20	752,95	756,98	760,50	759,88	757,01	753,37	759,15	759,49	20
21	753,16	757,31	759,65	760,11	757,08	753,44	759,21	»	21
22	753,15	757,32	760,50	750,19	757,14	753,46	759,29	759,51	22
23	752,80	757,01	759,99	750,09	757,07	753,40	759,32	»	23

(*Voy.* l'Appendice, fig. 22.)

Parmi le grand nombre de points dont je possède des séries barométriques, j'ai choisi ceux qui m'ont paru propres à montrer la loi que suivent ces oscillations; ils sont compris entre l'équateur et le 60° degré de lat. nord. Ces nombres montrent très-bien les lois de la variation barométrique diurne. Depuis midi le baromètre baisse jusqu'à 3 heures ou 5 heures du soir, moment où il atteint son *minimum*; puis il remonte, et son *maximum* tombe entre 9 heures et 11 heures du soir. Il baisse de nouveau, et l'on observe un second *minimum* vers 4 heures du matin et un second *maximum* vers 10 heures [1].

Les heures tropiques ne sont pas les mêmes dans tous les pays, mais cette différence dépend peut-être seulement de ce que certaines séries ne sont pas assez longues pour que l'influence des anomalies disparaisse complétement. Nous pouvons donc prendre la moyenne de toutes les observations faites dans notre hémisphère depuis l'équateur jusqu'à Pétersbourg. Voici les moyennes générales :

[1] Les observations barométriques *bihoraires* faites à Bosekop, lat. 69°.58', par les membres hibernants de la commission du Nord ont donné à M. Bravais, pour les moyennes horaires, les résultats suivants :

MOYENNES BAROMÉTRIQUES HORAIRES A BOSEKOP.

HEURES.	HAUTEUR du baromètre.	HEURES	HAUTEUR du baromètre.
	mm.		mm.
midi.	755 01	minuit.	754.90
2	754,96	14	754,79
4	754,82	16	754.70
6	754,87	18	754,68
8	754,89	20	754,75
10	754,92	22	754,96

Pour obtenir ces nombres, on a déterminé séparément la courbe de variation diurne aux équinoxes et aux solstices, et l'on a pris la moyenno entre la courbe équinoxiale et la courbe solstitiale.

Si de ce tableau l'on déduit la moyenne barométrique des heures 4 et 16, et si on la retranche de la moyenne des hauteurs barométriques à 10 et à 22 h., on aura ce que M. Kaemtz a nommé l'*oscillation moyenne diurne du baromètre* : sa valeur est égale à 0mm,18. C'est à peu près la même amplitude que donnent les observations de Kœnigsberg, Pétersbourg et Kasan. En outre, les accroissements et décroissements de ces mêmes nombres prouvent que dans les régions situées au nord du cercle polaire les heures d'arrivée des *maxima* et des *minima* sont en retard sur les heures d'arrivée propres aux zones tempérées; mais ce retard n'est pas assez grand pour intervertir le sens de l'ondulation : pour que cette interversion eût lieu, le retard devrait être au moins de 3 heures, et nos observations prouvent qu'il est à peine égal à 1 heure et demie sous le 70e degré de latitude. M.

HEURES TROPIQUES DE LA VARIATION BAROMÉTRIQUE DIURNE DANS L'HÉMISPHÈRE BORÉAL.

Minimum du soir.	4h	5m
Maximum du soir.	10	11
Minimum du matin.	15	45
Maximum du matin.	21	37

Si donc un observateur veut connaître les *maxima* et les *minima* de la pression atmosphérique, il devra observer à 4 heures et à 10 heures du matin et du soir. Le choix de ces heures est d'autant plus à recommander que ce sont celles dont la moyenne thermométrique est égale à la moyenne thermométrique diurne.

HEURES TROPIQUES DANS LES DIFFÉRENTES SAISONS. — Si la position géographique paraît être sans influence sur les heures tropiques, les saisons en ont une très-réelle qu'on trouve déjà dans la série de **Ciminello,** et que **Ramond** a signalée d'une manière positive; ma série de Halle donne pour les instants tropiques les moments suivants en temps vrai et en parties décimales de l'heure.

HEURES TROPIQUES DE LA VARIATION BAROMÉTRIQUE DIURNE A HALLE.

MOIS.	MINIMUM.	MAXIMUM.	MINIMUM.	MAXIMUM.
Janvier . . .	2h,81	9h,17	16h,91	21h,91
Février. . . .	3,45	9,46	15,86	21,66
Mars.	3,82	9,80	15,87	22,10
Avril.	4,46	10,27	15,53	21,53
Mai. . . .	5,45	10,93	15,03	21,13
Juin. . . .	5,20	10,95	14,83	20,73
Juillet. . .	5,21	11,04	15,04	20,48
Août.	4,86	10,66	15,06	20,96
Septembre. .	4,55	10,45	15,45	21,71
Octobre. . .	4,17	10,24	15,97	22,07
Novembre. . .	3,52	9,85	16,68	22,08
Décembre. . .	3,15	9,11	16,91	22,18

(*Voy.* l'Appendice, fig. 25.)

Cette table présente encore quelques anomalies et prouve qu'une série d'observations comprenant dix années n'est pas suffisante dans nos latitudes pour déterminer rigoureusement les instants tropiques. L'influence des saisons est bien marquée : en hiver le baromètre atteint vers 3 heures son point le plus bas, mais en été il baisse jusqu'à 5 heures au moins.

En résumé, pendant l'hiver, les moments tropiques sont plus rapprochés de midi de deux heures environ; ils arrivent donc plus tard le matin et plus tôt le soir.

AMPLITUDE DES OSCILLATIONS DIURNES. — L'influence de la latitude sur cette amplitude est très-évidente. Cherchons, par exemple, quelle est la différence entre la hauteur du baromètre à 10 heures du matin et à 4 heures du soir; nous trouvons en moyenne $2^{mm},390$ à Cumana et la Guayra; à Pétersbourg et à Abo $0^{mm},113$, c'est-à-dire environ $\frac{1}{20}$ de l'étendue des oscillations près de l'équateur. Les opinions des météorologistes sur la manière dont on doit établir ces comparaisons sont partagées : M. **de Humboldt** prend la différence des deux extrêmes du matin et du soir et néglige les autres; d'autres considèrent les quatre extrêmes et prennent la différence entre le *maximum* le plus élevé et le *minimum* le plus bas. Ces deux méthodes me paraissent inexactes, et je me suis aperçu qu'en négligeant ainsi deux extrêmes les variations accidentelles ne sont pas suffisamment éliminées. Supposons en effet que le baromètre baisse rapidement entre 10 heures du matin et 4 heures du soir, la différence entre les deux extrêmes observés sera trop grande; mais, par cela même qu'il a baissé rapidement dans la journée, il baissera moins pendant la nuit; et, en soustrayant la moyenne des *minima* de celle des *maxima*, nous trouverons une quantité qui se rapprochera beaucoup plus de la vérité : nous nommerons cette différence l'*oscillation diurne*.

Avant d'examiner l'étendue de l'oscillation diurne moyenne dans différentes régions, je dois mentionner quelques points importants qu'il ne faut pas perdre de vue quand on compare ces quantités entre elles. Dans nos climats, la saison a une influence sur l'oscillation diurne, et même entre les tropiques elle est moindre pendant la saison des pluies, du moins c'est ce qui paraît résulter du petit nombre d'observations qui ont été faites dans l'Inde. **Ramond** a le premier signalé ce fait, qui, depuis, a été constaté par un grand nombre d'observateurs; mais, pour obtenir des chiffres exacts, il faut calculer des séries comprenant un grand nombre d'années. Car, s'il est bien certain qu'en hiver l'oscillation diurne arrive à son *minimum*, il reste encore du doute sur la saison dans laquelle elle atteint le *maximum;* quelques-uns la placent en été, d'autres en automne, quelques-uns enfin au printemps. Mes observations comprenant une très-longue série, je les ai réunies à trois années de l'observatoire de Milan. Il est bien à regretter que **Hallstroem** n'ait pas encore publié les séries qu'il a faites à Abo et à Helsingfors; elles conduiraient à des conclusions importantes.

OSCILLATION MOYENNE DIURNE DU BAROMÈTRE.

MOIS.	HALLE.	MILAN.
Janvier. . . .	0,595	0,758
Février. . . .	0,476	0,718
Mars	0,488	0,871
Avril. . . .	0,569	0,871
Mai..	0,546	0,801
Juin.	0,557	0,961
Juillet. . . .	0,566	0,952
Août.	0,569	0,812
Septembre. .	0,546	0,817
Octobre . . .	0,566	0,745
Novembre . .	0,426	0,727
Décembre. . .	0,565	0,700

(*Voy.* l'Appendice, fig. 24.)

L'influence de la saison devient évidente dans cette table; en hiver, l'oscillation diurne arrive à son *minimum;* elle augmente jusqu'en été, où elle atteint son *maximum.* Halle et Milan suivent la même loi; mais les anomalies qu'on observe en calculant l'oscillation moyenne pour ces deux villes prouvent que des séries décennales sont encore trop courtes.

Pour connaitre l'oscillation moyenne diurne du baromètre, il faut que les observations embrassent au moins une année; la hauteur au-dessus du niveau de la mer a aussi une grande influence. **Daniell** a le premier fait remarquer que le baromètre du grand Saint-Bernard était souvent plus élevé dans l'après-midi que le matin, tandis que le contraire avait lieu à Genève. Une série d'observations correspondantes faites par M. **Eschmann** sur le Rigi et M. **Horner** à Zurich, conduisent au même résultat. Je donne ici une série d'observations horaires correspondantes à celles de Zurich et faites par moi sur le Rigi et sur le Faulhorn; les observations de 10 heures à 17 heures ont été trouvées par interpolation[1].

[1] Les observations faites en 1841 et 1842 par MM. Bravais, Wachsmuth, Peltier et moi-même sur le Faulhorn assignent à la variation barométrique une marche diurne qui diffère à plusieurs égards de celle obtenue par l'auteur sur la même montagne. Pour que le lecteur puisse comparer à première vue ces diverses séries d'observations, nous allons en mettre le tableau construit par M. Bravais sous les yeux. Les nombres suivis de deux points (:) ont été obtenus par interpolation.

VARIATION DIURNE DU BAROMÈTRE A DIFFÉRENTES HAUTEURS.

HEURES.	ZURICH.	RIGI.	DIFFÉRENCES.	ZURICH.	FAULHORN.	DIFFÉRENCES.
	mm. 720+	mm. 610+	mm. 100+	mm. 730+	mm. 550+	mm. 170+
midi.	4,08	4,36	9,72	1,58	7,88	3,70
1	3,92	4,37	9,57	1,25	7,75	3,50
2	3,82	4,58	9,44	0,90	7,66	3,35
3	3,72	4,34	9,38	0,71	7,59	3,15
4	3,63	4,34	9,30	0,64	7,50	3,15
5	3,61	4,50	9,31	0,76	7,49	3,27
6	3,76	4,38	9,38	0,92	7,51	3,41
7	3,95	4,40	9,57	1,21	7,41	3,80
8	4,22	4,57	9,87	1,52	7,45	4,10
9	4,55	4,70	9,85	1,72	7,44	4,27
10	4,61	4,72	9,90	1,79	7,41	4,39
11	4,68	4,68	10,00	1,77	7,36	4,41
minuit.	4,58	4,58	10,01	1,72	7,28	4,44
13	4,45	4.45	9,99	1,65	7,19	4,45
14	4,28	4,30	9,98	1,54	7,08	4.47
15	4,19	4,17	10,05	1,51	6,96	4,55
16	4,18	4,09	10,10	1,54	6,90	4,65
17	4,25	4,03	10,25	1,66	6.90	4,76
18	4,31	4,05	10,28	1,79	7,05	4,76
19	4,38	4,05	10,33	1,97	7,16	4,80
20	4,41	4,13	10,28	2,13	7,36	4,77
21	4.38	4,16	10,22	2,20	7,62	4,57
22	4,29	4,23	10,06	2,12	7,89	4,24
23	4,19	4,34	9,86	1,87	7,99	3,97

(*Voy.* l'Appendice, fig. 26.)

VARIATION DIURNE DU BAROMÈTRE SUR LE FAULHORN.

HEURES.	KAEMTZ. 1832.	KAEMTZ. 1833	BRAVAIS et MARTINS. 1841.	WACHSMUTH. 1841.	PELTIER et BRAVAIS. 1842.	MOYENNE générale.
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
0	557,88	551,02	553,16	556,14	556,42	554,95
2	557,66	551,13	553,28	556,09	556,49	554,95
4	557,50	551,14	553,30	à 3 h.	556,54	554,91
6	557,51	551,20	553,30	556,01	556,44	554,89
8	557,42	551 39	553,40	556,22	556,58	554,99
10	557,41:	551,32	553,53	à 9 h.	556,64	555,05
12	557,29	551,10:	553,32	556,27:	556,41	554,88
14	557,07:	550,70:	552,98	555,90:	556,08	554,57
16	556,89:	550,44:	552,78	à 15 h.	555,90	554,36
18	557,04	550,44	552,63	555,62	555,84	554,31
20	557,37	550,62	552,74	555,86	555,98	554,50
22	557,88	550,92	552,01	à 21 h.	556,27	554,81

(*Voy.* l'Appendice, fig. 25.)

Ces observations correspondantes montrent que les lois de la variation diurne changent quand on s'élève dans l'atmosphère. A Zurich le baromètre baisse de midi à 5 heures du soir; nous trouvons un changement analogue sur le Rigi, mais les oscillations sont plus petites, et la différence entre les deux baromètres va toujours en diminuant et atteint son *minimum* entre 3 et 4 heures; puis les deux baromètres remontent. mais celui de Zurich beaucoup plus que celui du Rigi, et la différence des deux baromètres augmente. Pendant la nuit, la pression atmosphérique diminue uniformément aux deux stations, et la différence entre les deux baromètres reste constante. Toutefois le *minimum* du matin tombe à Zurich entre 3 et 4 heures, et sur le Rigi entre 5 et 6 heures; puis le baromètre monte beaucoup plus à Zurich que sur le Rigi : à Zurich, le *maximum* se trouve vers huit heures du matin; sur le Rigi, la colonne monte sans interruption jusque vers midi. Les correspondantes du Faulhorn conduisent aux mêmes résultats : les heures tropiques diffèrent; et, tandis que le soir la différence entre les deux baromètres de la montagne et de la vallée est de 173^{mm},02, elle est de 174,^{mm},82 le matin.

Pour apprécier l'influence de la hauteur, considérons toujours l'oscillation barométrique moyenne; cherchons les deux *minima* et le deux *maxima* de Zurich, et retranchons le *minimum* moyen du *maximum* moyen. Déterminons ensuite quelle était la hauteur barométrique à la station supérieure aux heures tropiques de l'inférieure, et soustrayons les moyennes à l'heure des *maxima*. Les correspondantes de Zurich et du Faulhorn nous serviront à construire le tableau suivant :

La première de ces cinq séries d'observations est en désaccord avec les quatre suivantes; celles-ci s'accordent entre elles et constatent l'existence d'un *maximum* vers 10 heures du soir, et d'un *minimum* vers 6 heures du matin; il paraît en outre que le *maximum* de 10 heures du matin est reculé jusqu'à 3 heures du soir, et aussitôt après le *minimum* habituel a lieu : mais cette seconde ondulation est à peine sensible, et la différence entre le *maximum* de 3 heures du soir et le *minimum* qui le suit vers 5 heures est très-faible; la plus légère perturbation suffit pour faire disparaître cette marche rétrograde du baromètre. Comme les quatre dernières séries reposent sur 106 jours d'observations faites dans des circonstances variées, tandis que la première série est la moyenne de 25 jours, on doit accorder moins de confiance à cette dernière. Du reste, la moyenne générale des cinq séries, telle que nous la donnons dans la dernière colonne, ne saurait s'écarter beaucoup de la vérité. De nouvelles observations sont nécessaires pour faire cesser tous les doutes qui peuvent encore exister sur la réalité de l'abaissement du baromètre entre 3 heures et 5 heures de l'après-midi, à une hauteur verticale de 2,700 mètres au-dessus de la mer. M.

HEURES DE LA PLUS PETITE ET DE LA PLUS GRANDE HAUTEUR DU BAROMÈTRE A ZURICH ET SUR LE RIGI.

HAUTEUR barométrique	HEURES.	ZURICH.	RIGI.
		mm.	mm.
Minimum. . .	4h,38	725,62	614,51
Maximum. .	10,70	724,68	614.71
Minimum. . .	15,55	724,18	614,05
Maximum. . .	19,67	724,41	614,10

A Zurich, la différence entre les *maxima* et les *minima* moyens est de 0mm,644; sur le Rigi, elle est seulement de 0mm,237. Des observations simultanées de Genève et de Zurich donnent pour l'oscillation moyenne diurne 0mm,897, tandis que sur le Faulhorn la différence *correspondante* n'était que de 0mm,268. Ainsi, à une certaine élévation audessus du niveau de la mer, l'oscillation diurne doit être nulle. En 1835, pendant mon séjour sur le Faulhorn, le temps fut constamment très-mauvais; l'oscillation diurne moyenne à Berne, Bâle, Genève et Zurich fut de 0mm,656; sur le Faulhorn, la différence correspondante fut de 0mm,178. Tandis que dans la plaine le baromètre descendait du *maximum* de 9 heures du matin, au *minimum* de 3 heures du soir, de 0mm,68 environ, il montait sur le Faulhorn de 550mm,83 à 551mm,12, c'est-à-dire de 0mm,29; ainsi donc le phénomène était alors inverse sur la montagne. Tandis que dans la plaine le baromètre baisse en général pendant le jour, il fait le contraire sur un sommet élevé.

Si nous examinons l'oscillation moyenne diurne sur différents points de la surface terrestre, nous aurons une correction à faire pour réduire ces points au niveau de la mer. Les observations faites dans les Alpes nous fournissent les éléments de cette correction. Admettons qu'au bord de la mer le baromètre se tienne à 761mm,35, soit D l'oscillation moyenne: élevons-nous sans changer de latitude, et supposons que le baromètre se tienne de b millimètres au-dessous de 761mm,35, la variation diurne deviendra d, et nous aurons l'équation

$$d = D - a.b.$$

a étant un coefficient à déterminer par l'observation, la série faite en 1832 sur le Rigi, comparée à celle de Zurich, donne pour la valeur de a

$$a = 0,003694;$$

celle faite en 1833 sur le même sommet, comparée à celles de Bâle, de Berne et de Zurich, donne :

$$a = 0{,}003986;$$

celle du Faulhorn en 1832, comparée à Genève et à Zurich, donne :

$$a = 0{,}003674;$$

enfin la série de 1833 sur la même montagne, comparée à celles de Bâle, Berne, Genève et Zurich, donne :

$$a = 0{,}002758;$$

une série faite par **Buchwalder** sur le Sentis, et **Horner** à Zurich :

$$a = 0{,}003630;$$

les observations de **de Saussure** sur le col du Géant, comparées à celles de Genève et de Chamounix :

$$a = 0{,}004053;$$

celles faites en hiver par **Eschmann** sur le Rigi, correspondantes à celles de Zurich, donnent :

$$a = 0{,}002856.$$

Nous admettrons que, dans les Alpes, la valeur de ce coefficient est :

$$a = 0{,}003507.$$

D'une comparaison de séries faites à Halle, Dresde, Iéna, Prague, Zittau, Gotha, Freyberg et Altenberg, on déduit :

$$a = 0{,}003628.$$

Celles de plusieurs points de l'Amérique tropicale donnent :

$$a = 0{,}002441.$$

Nous adopterons donc la moyenne de toutes ces valeurs, savoir :

$$a = 0{,}003413.$$

Ainsi donc, pour réduire les oscillations diurnes au bord de la mer, nous chercherons d'abord la différence entre les *maxima* et les *minima* moyens; puis nous multiplierons le nombre de millimètres dont le baromètre sera au-dessous de 761^{mm},35 par 0,003413, et nous ajouterons ce produit à la différence trouvée [1].

[1] Le procédé qu'emploie l'auteur pour corriger la valeur de l'oscillation diurne ne paraît pas être à l'abri de toute objection : d est la variation diurne sur la montagne, et D est la variation diurne au bord de la mer; nommons en outre H la hauteur

VARIATION DIURNE MOYENNE A DIFFÉRENTES LATITUDES. — La table suivante donne la grandeur de l'oscillation diurne moyenne déduite d'un nombre d'observations plus ou moins grand. La deuxième colonne indique la latitude; la troisième, la hauteur barom-

moyenne du baromètre sur la montagne exprimée en millimètres. M. Kaemtz établit la relation suivante :

$$d = D - 0{,}003413\,(760 - H);$$

Le facteur (760—H) est représenté par b dans le calcul de M. Kaemtz. Mais que représentent d et D? Il ne faut pas s'y méprendre; ces quantités représentent la moyenne ascension do 4 heures à 10 heures dans les stations supérieure et inférieure. Ces quantités ne sont pas comparables, on ne peut déduire l'une de l'autre qu'autant qu'elles se rapportent à ces mêmes heures dans les deux stations. Prenons pour exemple les observations barométriques du Faulhorn (voir lo tableau de la note précédente); on a

$$d = \frac{554^{mm},81 + 555^{mm},03}{2} - \frac{554^{mm},91 + 554^{mm},56}{2} = 0^{mm},285.$$

$$760 - H = 205^{mm}.$$

$$\text{Donc } D = 0^{mm},285 + 0^{mm},70 = 0^{mm},985.$$

C'est la valeur de l'*oscillation au bord de la mer* déduite de la formule. Mais, au lieu d'opérer ainsi, M. Kaemtz prend pour valeur de d l'excès du *maximum* moyen sur le *minimum* moyen; de sorte que dans le cas actuel, en suivant la règle de M. Kaemtz, on aurait trouvé

$$d = \frac{554{,}93 + 555{,}05}{2} - \frac{554{,}89 + 554{,}29}{2} = 0^{mm},40$$

$$\text{D'où } D = 0^{mm},40 + 0^{mm},70 = 1^{mm},10.$$

Ainsi, en définitive, si on veut employer le mode de réduction proposé par M. Kaemtz et le coefficient 0,003413, on devra mesurer la moyenno oscillation barométrique, en se servant des termes fixes 4 h., 10 h., 16 h. et 22 h., lors même que ces termes ne coïncideraient pas exactement avec les époques des *maxima* et *minima*.

Il faut remarquer qu'en mesurant ainsi l'oscillation moyenne, la valeur obtenue peut représenter fort inexactement l'amplitude de la courbe de variation diurne. Concevons, en effet, que, par une cause quelconque, la courbe primitive dont les époques des *maxima* et des *minima* coïncidaient avec les heures 4, 10, 16 et 22, vienne à se déplacer sans changer de forme et de grandeur, et à rétrograder de 3 heures, les *maxima* ayant maintenant lieu à 7 h. et à 19 h. et les *minima* à 1 h. et 13 h. Il arrivera qu'aux heures intermédiaires 4, 10, 16 et 22, le baromètre sera à fort peu près à son état moyen; les quatre lectures relatives à ces heures seront les mêmes, et la quantité d, déduite de la comparaison des termes fixes 4 h., 10 h., 16 h. et 22 h., deviendra nulle. Cependant l'amplitude de la courbe n'aura pas changé; il n'y aura eu qu'un simple déplacement dans les heures critiques.

Ainsi l'emploi des heures fixes est insuffisant pour permettre, en appelant M le 1er *maximum*, M' le 2e *maximum*; m le 1er *minimum*, m' le 2e *minimum*, d'apprécier la véritable amplitude. La quantité représentée par la formule

$$\frac{M + M'}{2} - \frac{m + m'}{2}$$

trique moyenne; la quatrième, la variation diurne observée; la cinquième, la variation diurne réduite au bord de la mer d'après la formule que nous avons donnée.

HAUTEUR ET OSCILLATION DIURNE MOYENNE DU BAROMÈTRE A DIFFÉRENTES LATITUDES

LIEUX.	LATITUDE.	HAUTEUR moyenne.	OSCILLATION moyenne diurne.	
			observée.	calculée.
		mm.	mm.	mm.
Lima.	12° 5'S.	741,72	2,71	2,78
Caracas.	10 31 N.	681,94	2,17	2,44
Payta.	5 6 S.	757,96	2,08	2.08
Santa-Fé-de-Bogota. .	4 36 N.	759,90	2.01	2,69
Ibagué.	4 28	658,70	1,92	2,27
Popayan.	2 26	618,10	1,92	2,41
La Guayra.	10 56	759,31	1,89	1,90
Calcutta.	22 35	758,86	1,84	1,85
Callao.	12 3 S.	759,76	1,84	1,84
Cumana.	10 28 N.	756,15	1,78	1,80
Grand Océan.	0 0	»	1,71	1,71
Rio-Janeiro.	22 54 S.	764,95	1,70	1,70
Chittledroog.	14 11 N.	695,02	1,65	1,80
Taïti..	17 29 S.	761,34	1,64	1,64
Mexico.	19 26 N.	585,15	1,59	2,20
Grand Océan	16 0 S.	»	1,55	1,55
Sierra-Leone.	8 50 N.	754,54	1,55	1,57
Le Caire.	30 2	757,28	1,54	1,55
Quito.	0 13 S.	555,81	1,48	2,19
Grand Océan.	18 0 N.	»	1,45	1,45
Antisana.	0 33	470,54	1,26	2.25
Rome.	41 54	551,24	0,98	1,00
Bâle..	47 34	758,79	0,84	0,92
Viviers..	44 29	755,47	0,84	0,86
Bruxelles.	50 50	757,06	0,80	0,81
Clermont.	45 27	727,96	0,77	0,82
Milan.	45 28	752,09	0,75	0,78
Coire.	46 51	711,04	0,71	0,88
Francfort-sur-Mein.. .	50 8	752,47	0,71	0,74

remplit beaucoup mieux ces conditions; mais elle est en défaut lorsque le *minimum* de 4 h. du soir vient à se rapprocher du *maximum* précédent à un point tel que leur existence soit rendue problématique; c'est ce qui arrive dans nos climats à une élévation de 3,000 mètres au-dessus de la mer.

On obvierait à cet inconvénient en convenant de comparer le *maximum* de 10 h. du soir avec le *minimum* qui a lieu de 3 h. à 6 h. du matin, et de faire abstraction des deux autres époques. M. A. Bravais a proposé (*Journal l'Institut*, année 1842, p 309) de mesurer l'*amplitude moyenne* de la variation diurne d'un lieu donné, en prenant la moyenne des carrés des différences entre les lectures horaires variables, et la lecture moyenne qui est constante, puis on égale cette amplitude à la racine

LIEUX.	LATITUDE.	HAUTEUR moyenne.	OSCILLATION moyenne diurne.	
			observée.	calculée.
		mm.	mm.	mm.
Arnstad.	50° 50′ N.	734,40	0,67	0,76
Heidelberg.	49 25	756,84	0,65	0,65
Mannheim.	49 29	750,74	0,58	0,61
Paris.	48 50	756,61	0,55	0,56
Iéna.	50 56	749,16	0,54	0.58
Christiania.	59 55	737,96	0,52	0,52
Prague.	50 5	745.97	0,51	0,57
Padoue.	45 24	756,84	0,48	0,51
Halle.	51 29	755,45	0,47	0,50
Dresde.	51 7	744,42	0,47	0,55
Gotha.	50 56	750,89	0,45	0,55
Zittau.	50 52	739,91	0,45	0,52
Munster.	51 58	754,80	0,45	0,45
Wetzlar.	50 52	745,75	0,59	0,45
Apenrade.	55 3	758,86	0,56	0,57
Berlin.	52 53	758,65	0,54	0,55
Port Famine.	55 58 S.	750,51	0,54	0,54
Altenberg.	50 45 N.	695,69	0,55	0,55
Freyberg.	50 55	726,15	0,51	0,42
Cracovie.	50 4	742,58	0,50	0,36
Dantzig.	54 21	759,51	0,29	0,30
Abo.	60 27	759,55	0,26	0,26
Edimbourg.	55 55	746,90	0,21	0,26
Kœnigsberg.	54 42	760,88	0,19	0,19
Pétersbourg	59 56	759,51	0,13	0,14
Kasan.	55 48	758,19	0,12	0,13

Cette table montre de la manière la plus évidente que l'amplitude des oscillations diminue à mesure qu'on s'éloigne de l'équateur. Cette amplitude est-elle la même sur le bord de la mer et dans l'intérieur des continents? c'est ce que les séries faites jusqu'ici ne permettent pas de décider. Nous supposerons provisoirement que la variation est la même à latitude et à hauteur barométrique égales; si nous examinons les nom-

carrée de cette moyenne. En opérant ainsi on trouve, vers le 46° degré de latitude

A 400 mètres au-dessus de la mer $d = 0^{mm},40$
A 2,700 mètres $d = 0^{mm},28$

Et la formule qui exprimera l'extinction de l'amplitude à mesure que l'on s'élève sera

$$d = D - 0,0007\,(760 - H).$$

On pourrait formuler de la même manière la loi suivant laquelle décroît l'*amplitude moyenne* de la variation diurne thermométrique, à mesure que l'observateur s'élève au-dessus du niveau de la mer. M.

bres réduits au niveau de la mer qu'on trouve dans la dernière colonne, et si nous en déduisons la loi de la variation diurne dépendante de la latitude, nous trouvons qu'elle est de 2^{mm},28 à l'équateur, et elle devient pour les différentes latitudes :

VARIATION DIURNE DU BAROMÈTRE A DIFFÉRENTES LATITUDES.

LATITUDE.	VARIATION.
	mm.
0° 0′	2,28
5 26 N.	2,26
17 52	2,03
23 53	1,80
29 28	1,58
34 26	1,35
39 4	1,13
43 34	0,90
48 1	0,67
52 33	0,45
57 17	0,23
62 25	0,00

(Voy l'Appendice, fig. 27.)

En prenant pour point de départ l'une quelconque de ces valeurs, on trouve que, dans les latitudes de 60° à 70°, la variation diurne devient nulle; et, en se rapprochant encore plus du pôle, les expressions de l'oscillation moyenne deviennent négatives : ce que **Hallstroem** avait déjà confirmé par ses observations. Ces quantités négatives signifient que la hauteur barométrique moyenne est plus grande à 4 heures du matin et du soir qu'à 10 heures du matin et du soir. Dans leurs voyages au pôle, les Anglais ont fait des séries dont on ne saurait rien conclure de bien positif; leurs observations n'étant pas assez rapprochées. Toutefois la série la plus longue de toutes celles de **Parry** au Port Bowen par 73° 14′ lat. nord, donne pour la variation diurne la valeur — 0^{mm},275, quantité qui ne diffère pas beaucoup de — 0^{mm},384 fournie par le calcul. J'attache néanmoins peu d'importance à ce résultat, parce que les observations de **Parry** laissent encore beaucoup à désirer [1].

[1] Au solstice d'hiver, à mesure que nous avançons vers le pôle nord, nous voyons la variation diurne du thermomètre diminuer; au delà du cercle polaire, elle devient sensiblement nulle; le soleil ne paraît plus au-dessus de l'horizon, la nuit est devenue continuelle. La variation diurne du baromètre s'éteint aussi graduellement dans les mêmes circonstances; mais au delà du cercle polaire elle a encore une valeur appréciable, et il est à croire qu'elle ne disparaît entièrement qu'au pôle même. A Bosekop, sous le 70° degré de latitude, les 40 jours qui précèdent le solstice d'hi-

CAUSES DE TOUTES LES OSCILLATIONS BAROMÉTRIQUES. — Il existe peu de phénomènes sur lesquels on ait fait autant d'hypothèses que sur les oscillations barométriques. Si le baromètre est haut et que le temps soit beau; s'il est bas et qu'il pleuve, on dit que l'instrument avait prédit le temps avec exactitude. Mais, si, le baromètre étant haut, le temps reste couvert ou pluvieux, ou s'il est bas pendant le beau temps, tout le monde se récrie sur l'infidélité de cet instrument; mais il ne mérite ni les éloges ni les injures qu'on lui adresse. Le baromètre indique la pression atmosphérique; il monte ou descend suivant qu'elle augmente ou qu'elle diminue. Si ces changements coïncident le plus souvent avec des changements dans le temps, cela ne veut pas dire qu'ils soient intimement liés avec eux; cette coïncidence tient à la position particulière du continent européen. Quand on possédera des observations de toutes les contrées du globe, on verra qu'elles ne sont qu'un phénomène tout à fait local.

Il y a déjà deux siècles, un physicien allemand appelé **Sturm** avait construit un instrument qui fut tiré de l'oubli par **Leslie** et **Rumford** : c'est le thermomètre différentiel, qui indique la différence de température entre deux points rapprochés. Courbez en deux points à angle droit

ver, combinés avec les 40 jours qui le suivent, ont donné à M. Bravais, pour les hauteurs moyennes horaires du baromètre, les nombres suivants :

HAUTEURS BAROMÉTRIQUES HORAIRES MOYENNES A BOSEKOP, EN HIVER.

HEURES.	MATIN.	SOIR.
	mm.	mm.
0	744,56	744,58
2	744,54	744,555
4	744,22	744,56
6	744,15	744,31
8	744,22	744,25
10	744,42	744,29

La loi de ces nombres est à peu près la même qu'aux autres époques de l'année; mais l'amplitude de la variation est à peine égale à 0mm,3. Il en résulte que les régions polaires participent aussi à la grande marée atmosphérique qui, en se propageant de l'est à l'ouest sur le globe, y produit le phénomène de la variation diurne.

Le retard d'environ deux heures qu'éprouvent dans leur arrivée les époques des *maxima* et des *minima* semble prouver que le mouvement atmosphérique qui se manifeste alors au delà du cercle polaire serait le résultat *dérivé* de la vague atmosphérique équatoriale, dont la partie la plus boréale, en se mouvant le long du cercle polaire, mettrait en mouvement, de proche en proche, les zones d'air voisines, et finirait par leur communiquer sa marche progressive. Il ne paraît pas indispensable d'admettre qu'une onde aille, en se propageant de l'équateur vers les pôles, le long d'un même méridien pour expliquer ce mouvement périodique. M.

un tube large de deux à quatre millimètres, de manière qu'il présente deux branches terminées chacune par une boule de deux centimètres de diamètre; puis versez dans le tube quelques gouttes d'un liquide coloré, et fermez l'appareil. La petite colonne liquide séparera l'air contenu dans l'instrument en deux parties; si la température de l'air emprisonné est égale de part et d'autre, l'index liquide restera au milieu. Mais, si l'une des boules A est échauffée, tandis que la boule B reste à la même température, l'équilibre sera rompu, l'air contenu dans la boule A se dilatera, et l'index marchera du côté de la boule B. Le résultat eût été le même si l'on avait refroidi la boule B, la boule A restant à la même température.

Le baromètre a la plus grande analogie avec un thermomètre différentiel : il nous indique les différences de température entre des lieux situés à de grandes distances. Pour le comprendre, rappelons ce que nous avons dit sur l'origine des vents (p. 30) : si la température était uniforme sur toute la surface du globe, et si les couches aériennes avaient la même température, l'océan aérien serait toujours calme, il n'y aurait jamais de courants, et, à hauteur égale, la pression atmosphérique serait partout la même. Mais, dès que la région EF (tab. II, fig. 1) est plus échauffée, tandis que les régions AE et FB conservent la même température, une partie de l'air des contrées échauffées s'écoule au-dessus des hautes régions de l'atmosphère, et le baromètre doit baisser. Si EF conservent la même température tandis que AE et FB se refroidissent, le résultat sera identique; mais la pression atmosphérique augmentera dans les régions AE et FB, à cause de la masse d'air provenant de EF qui s'ajoutera à celle qui les presse. Ainsi, dans le premier cas, le baromètre baissera tandis que le thermomètre montera; dans le second, le baromètre montera tandis que le thermomètre baissera. Mais ici se reproduit l'incertitude que nous avons signalée à propos du thermomètre différentiel; car, tandis que EF s'échauffe, les contrées voisines conservant leur température, le baromètre baisse dans la région EF, et il monte dans les espaces AE et FB sans que leur température change. On peut donc donc résumer ces rapports en disant : *Quand le baromètre baisse dans un pays, cela tient à ce que la température de ce pays est plus élevée que celle des contrées avoisinantes, soit parce qu'il s'est échauffé directement, soit parce que ces contrées se sont refroidies; au contraire, l'ascension du baromètre prouve que ce pays devient plus froid que ceux qui l'entourent.*

Pour démontrer complétement cette théorie, il faudrait avoir des observations correspondantes d'un grand nombre de points; mais, en observant le baromètre et le thermomètre d'une seule station, on voit déjà qu'en général le thermomètre monte quand le baromètre descend. Pour découvrir la loi, il suffit de chercher de combien le thermomètre

monte ou descend quand le baromètre descend ou monte de 1, 2, 3 millimètres. J'ai fait ce calcul pour un grand nombre de localités, et le tableau suivant contient les résultats obtenus. Le signe + signifie que l'instrument monte; le signe —, qu'il descend.

OSCILLATIONS INVERSES

CORRESPONDANTES DU BAROMÈTRE ET DU THERMOMÈTRE.

OSCILLATION du baromètre.	OSCILLATION CORRESPONDANTE DU THERMOMÈTRE			
	Bagdad.	Bude.	Cambridge.	Eyafiord.
+22mm,56	»	»	»	— 8°,85
+18 ,05	»	»	»	— 5 ,99
+15 ,79	»	»	—6°,55	— 2 ,35
+13 ,54	»	»	»	— 3 ,48
+11 ,28	»	—5°,42	—5 ,59	— 2 ,88
+ 9 ,02	»	—2 ,55	—5 ,19	— 2 ,35
+ 6 ,77	—3°,92	—1 ,76	—1 ,86	— 1 ,56
+ 4 ,51	—1 ,59	—1 ,15	—1 ,65	— 1 ,00
+ 2 ,26	—0 ,49	—0 ,87	—0 ,72	— 0 ,74
— 2 ,26	+0 ,69	+0 ,51	+0 ,42	+ 0 ,20
— 4 ,51	+0 ,84	+0 ,68	+1 ,94	+ 1 ,41
— 6 ,77	+1 ,94	+2 ,00	+2 ,59	+ 1 ,64
— 9 ,02	»	+2 ,19	+2 ,11	+ 2 ,56
—11 ,28	»	+1 ,95	+2 ,78	+ 3 ,58
—13 ,54	»	»	»	+ 4 ,51
—15 ,79	»	»	+5 ,70	+ 5 ,64
—18 ,05	»	»	»	+ 7 ,00
—22 ,56	»	»	»	+10 ,50

(*Voy.* l'Appendice, fig. 28.)

Les points dont nous avons réuni des résultats n'ont aucune analogie entre eux. Tandis que Bude représente le climat de l'Europe continentale; Bagdad, celui du continent asiatique; Cambridge dans le Massachusets est situé sur la côte orientale de l'Amérique, et Eyafiord dans une île, l'Islande. Malgré ces différences de climat et de position la loi se vérifie, et les observations faites à Santa-Fé de-Bogota par M. **Boussingault** viennent encore les confirmer. Quoique la table précédente offre encore bien des anomalies qui tiennent à ce que les séries météorologiques sont trop courtes, cependant on voit l'antagonisme des signes, et l'on remarque que les changements thermométriques sont d'autant plus grands que les oscillations barométriques ont plus d'étendue. Ces

changements conservent même entre eux une certaine proportionnalité [1].

On peut, en hiver surtout, s'assurer de l'exactitude de cette loi en observant le baromètre pendant quelques jours. Toutefois le baromètre baisse souvent sans que le thermomètre monte, mais alors on peut s'assurer qu'il a baissé dans les contrées voisines.

Ajoutez à cela que presque tous les instruments météorologiques, savoir, la girouette, le thermomètre, l'hygromètre, indiquent uniquement ce qui se passe au point où ils se trouvent. Ainsi, quoique l'ascension du thermomètre prouve souvent que l'air s'est réchauffé, le sol peut quelquefois produire un effet semblable sur l'instrument. La différence du niveau entre Halle et le sommet du Brocken entraîne une différence de température de 4° environ; et cependant, dans l'hiver rigoureux de 1837 à 1838, on a vu souvent que le thermomètre du Brocken était de 6° à 12° plus élevé que celui de Halle. Tous les autres instruments présentent de semblables indications, qui souvent ne seraient plus les mêmes à 50 mètres de distance; le baromètre nous indique la pression moyenne de l'atmosphère jusqu'à sa limite, et signale les ruptures d'équilibre dans la température. Si nous avions un instrument qui nous indiquât les changements de température des régions supérieures de l'air, une foule d'anomalies se trouveraient expliquées : on le voit déjà

[1] Les grands changements de température sont ordinairement produits par les changements des vents; et, comme ceux-ci ont une influence marquée sur le baromètre, on voit d'avance que les variations des deux instruments ne sauraient être indépendantes l'une de l'autre. Si donc l'on compare entre elles les roses barométrique et thermométrique des vents d'une certaine localité du globe, on pourra en conclure, *jusqu'à un certain point*, les rapports qui lient dans ce lieu les oscillations simultanées de la température et de la pression. Cette comparaison est généralement très-favorable à la loi des *oscillations inverses;* les vents qui dépriment le baromètre font monter le thermomètre; ceux qui produisent le plus haut état de la colonne barométrique donnent en même temps les températures moyennes les plus basses.

Mais il n'en est pas toujours ainsi : en certains lieux du globe, l'action des vents est différente. Les observations faites près du cap Nord par les membres hibernants de la commission du Nord, et calculées par M. Bravais, en fournissent la preuve. Lorsque les vents de l'O.N.O. ou du nord viennent à remplacer les vents d'est et de S.E. et à souffler avec une certaine force, le baromètre commence à monter à raison de 0^{mm},25 par heure, et le thermomètre éprouve un changement correspondant de +0°,75, du moins pendant les six ou douze premières heures. Si les vents de l'ouest ou S.O. avaient remplacé ces mêmes vents d'est et de S.E., les résultats auraient été peu différents; l'ascension moyenne horaire du baromètre eût été égale à 0^{mm},17, et celle du thermomètre égale à 0°,5.

Dans le cas actuel, la *loi des variations en sens contraire* a à lutter contre une influence qui lui est défavorable, celle produite par les changements de vents. Mais, d'un autre côté, il peut y avoir de grandes variations dans le baromètre et le thermomètre sans que le vent change, et il reste à savoir si, dans ce cas, la loi de M. Kaemtz se vérifie. C'est ce qui a lieu en effet, et en définitive, sauf quelques exceptions dues à des observations trop peu nombreuses, ou à une trop grande part d'action exercée

quand on connait les changements qui ont eu lieu à un point situé à 1,000 ou 1,200 mètres au-dessus de notre tête.

Le tableau suivant fait voir combien la marche de la température peut différer dans la plaine et sur une montagne. Au commencement de novembre 1838, le temps fut très-variable à Halle; le 18, il tomba de la neige, et le vent d'est fit descendre le thermomètre au-dessous de zéro; le baromètre était bas et le ciel couvert. Je donne ici les observations de 6 heures du matin, 2 heures et 10 heures du soir, et à côté la quantité en millimètres dont l'instrument s'est élevé (+) ou abaissé (—). Pour le Brocken, je donne seulement les indications thermométriques telles qu'elles ont été recueillies avec le plus grand soin par l'aubergiste M. **Nehse.**

par les changements de vents. Les observations de la Commission française en Finmark pendant les six mois d'hiver 1838-1839 vérifient la loi de l'antagonisme des marches. Ainsi, en plaçant dans la première colonne le changement diurne du baromètre d'un minuit à l'autre, et dans la colonne voisine le changement moyen correspondant qu'éprouve le thermomètre, on trouve

MARCHE INVERSE DU BAROMÈTRE ET DU THERMOMÈTRE.

CHANGEMENT DIURNE DU	
baromètre.	thermomètre.
mm. +6	— 0°,65
+5	—0 ,82
0	—0 ,29
—5	+1 ,41
—6	+0 ,62

Hors de ces limites, l'antagonisme est sujet à de plus nombreuses exceptions, attendu que les *grandes* et *brusques* variations barométriques supposent ordinairement un changement de vent. M.

Du 23 au 26, le baromètre a monté constamment à Halle : le ciel était couvert, le vent soufflait de l'ouest, en même temps le thermomètre baissait. Nous ne trouvons d'exception à cette règle que le 25 et le 26 à 2 heures, où le thermomètre est plus élevé de 0°,5 qu'à 2 heures le 24; mais c'est que le soleil avait enfin percé les nuages et fait monter le thermomètre. Du 27 au 29, la pression atmosphérique diminue et la chaleur augmente; toutefois, le 27 et le matin du 28 il y a une exception remarquable, car le froid augmenta; mais, le ciel étant plus pur et plus serein pendant cette période qu'on n'est accoutumé à le voir dans cette saison, le refroidissement était dû à l'intensité du rayonnement. Le vent de sud régnait dans le haut de l'atmosphère, et la température ne baissa pas aussi sensiblement sur le Brocken qu'à Halle. Il y a plus : le 28 au matin, où elle atteignit son *minimum* à Halle, le thermomètre était de 6° plus haut sur le Brocken : le rayonnement était probablement moins intense sur la montagne, et le vent de sud élevait la température.

Je pourrais citer un grand nombre d'exemples semblables. Si le baromètre oscille beaucoup sans que la température change, il faut en chercher la raison dans des contrées souvent fort éloignées : telle variation brusque en Europe s'explique par de grandes ruptures d'équilibre, dont le point de départ se trouve au centre du continent asiatique ou américain[1].

CAUSES DES VARIATIONS DIURNES DU BAROMÈTRE. — S'il est difficile d'expliquer les variations irrégulières du baromètre, il l'est encore plus de se rendre compte de ses oscillations diurnes. Quelques physiciens ont admis une attraction du soleil ou de la lune qui déterminerait des marées atmosphériques analogues à celles de la mer. Quoique ces deux phénomènes aient une certaine analogie entre eux, ils présentent toutefois de telles différences qu'une même explication ne saurait leur être appliquée : car, si l'on admet une attraction lunaire, le moment du *maximum* devrait varier avec la position de la lune relativement au méridien, comme on l'observe pour les marées. Rien de semblable ne se passe dans l'atmosphère.

Il est probable que ce phénomène tient à l'action calorifique du soleil; **Bouguer** l'avait soupçonné, et **Laplace** et **Ramond** ont admis cette explication. En effet, tant que le soleil est dans notre méridien, il échauffe la portion du globe terrestre située entre les lieux pour lesquels il se couche et ceux pour lesquels il se lève dans ce moment. Cet échauffement est surtout très-marqué entre les méridiens qui marquent 9 heures du matin

[1] Les lecteurs qui désireraient connaître les développements de la théorie de M. Kaemtz les trouveront dans l'Annuaire de M. Schumacher pour 1841, sous ce titre : *Ueber den Zusammenhang zwischen Luftdruck und Windrichtung.* Nous avons déjà extrait de ce mémoire les considérations sur les pôles du froid temporaire. Voy. p. 151, la note. M.

peur d'eau. Or, quand la température s'élève, la densité de l'air diminue; mais la tension de la vapeur augmente, et il n'est pas facile de déterminer les relations qui existent entre les variations diurnes du thermomètre et du baromètre, en faisant la part de chacune de ces deux influences. Pour y parvenir, M. **Dove** a analysé les observations faites par **Neuber** à Apenrade avec un hygromètre de **Daniell**; il a calculé la tension de la vapeur pour chacune des heures de la journée, et l'a soustraite de la colonne barométrique; il a aussi obtenu la pression de l'air sec, et a vu qu'il y avait un *maximum* et un *minimum* diurnes. Dans le tableau suivant, je donne les résultats que M. **Dove** a obtenus, et renvoie pour le reste à son mémoire. (*Annales de Poggendorff*, t. XXII, p. 251.)

PRESSION DE L'AIR SEC DANS LES DIFFÉRENTES SAISONS ET AUX DIFFÉRENTES HEURES A APENRADE.

HEURES.	ANNÉE.	ÉTÉ.	AUTOMNE.	HIVER.	PRINTEMPS.
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
midi.	749 06	744,61	743,85	752,90	754,52
1	748,89	744,45	743,68	752,62	754,58
2	748,82	744,38	743,61	752,52	754,52
3	748,85	744,46	743,66	752,50	754,54
4	748,98	744,67	743 81	752,56	754,44
5	749,21	744,99	744,39	752,70	754,63
6	749,49	745,40	744,37	752,74	754,88
7	749,80	745,88	744,51	753,08	755,15
8	750,27	746,41	744,56	753,25	755,65
9	750,35	746,95	744,82	753,54	755,77
10	750,55	747,41	744,88	753,56	756,02
11	750,67	747,82	744,90	753,50	756,22
minuit.	750,73	748,11	744,95	753,53	756,36
13	750,75	748,27	744,96	753,05	756,42
14	750,73	748,50	745,01	752,94	756,45
15	750,68	748,18	745,08	752,87	756,36
16	750,61	747,94	745,16	752,80	756,24
17	750,52	747,59	745,21	752,91	756,09
18	750,41	747,16	745,11	752,86	755,89
19	750,25	746,68	745,13	753,08	755,67
20	749,88	746,18	745,09	753,13	755,25
21	749,82	745,69	744,71	753,12	755,18
22	749,56	745,25	744,41	753,05	754,94
23	749,50	744,88	744,12	752,92	754,71

(*Voy.* l'Appendice, fig. 29.)

l'après-midi. Rien de plus propre à rendre cette influence évidente que la comparaison des observations de Toulouse avec celles de Marseille.

A Toulouse, par 43° 36' latitude nord, la colonne mercurielle descend depuis le matin jusque dans l'après-midi de 1mm,2;

En considérant les rapports annuels, nous voyons qu'en moyenne c'est vers 1 heure du matin que la pression de l'air sec est la plus forte; elle diminue à partir de ce moment et atteint son *minimum* vers 2 heures de l'après-midi. La différence des deux extrêmes est de $1^{mm},93$. Dans les différentes saisons, cette différence varie : ainsi en été elle s'élève jusqu'à $3^{mm},6$; le phénomène se déduit très-bien des variations diurnes de la température. Quand le matin la température de l'atmosphère augmente, sa limite supérieure s'élève, une partie des couches supérieures s'écoule, et la pression diminue jusqu'au moment de la plus grande chaleur du jour; plus tard, de nouvelles masses d'air arrivent des contrées plus échauffées situées à l'orient et augmentent la pression. Ce *maximum* et ce *minimum* uniques sont du reste augmentés par la vapeur d'eau qui s'élève pendant le jour. Le matin, quand la pression de l'air sec diminue, non-seulement la tension de la vapeur compense cet effet, mais elle fait monter la colonne, qui atteint son *maximum* lorsque la pression de l'air commence à diminuer. Par la même raison, nous trouvons un *minimum* le matin, parce que la diminution de la vapeur d'eau pendant la nuit est plus rapide que l'augmentation de la pression de l'air sec.

Il est à regretter que ces résultats ne soient pas déduits d'une série de plusieurs années, d'autant plus que l'année observée a été très-humide. J'ai fait pendant l'été de 1837, par un temps très-sec, des observations à quelques centaines de pas de la Baltique, et j'ai obtenu des résultats un peu différents; ceux de Halle le sont encore plus, de même que la série de deux mois consécutifs que **Stierlin** a faite à Munster. Le tableau suivant contient les résultats de plusieurs années pour les mois de janvier et juillet à Halle, et ceux de **Stierlin** pour la fin d'avril et le commencement de mai, la fin d'août et le commencement de septembre : les quantités depuis 4 heures à 17 heures sont trouvées par interpolation.

A Marseille, par 43° 17' de $0^{mm},8$;
A Cherbourg, par 49° 38', d'après trois années d'observations, de $0^{mm},4$;
A Paris, lat. 48° 50', par l'ensemble des observations, de $0^{mm},8$;
A la Chapelle, près Dieppe, par 49° 53', M. Nell de Bréauté a trouvé $0^{mm},36$ seulement. Tous ces résultats sont favorables à l'explication de M. Kaemtz. (Voyez les *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. XIII, p. 637. 1841.) M.

PRESSIONS DE L'AIR SEC AUX DIFFÉRENTES HEURES A HALLE ET A MUNSTER.

HEURES.	HALLE.		MUNSTER.	
	JANVIER.	JUILLET.	MAI.	SEPTEMBRE
midi.	mm. 750,41	mm. 741,75	mm. 745,07	mm. 744, 2
1	750,18	741,80	745,13	744,39
2	750,11	741,77	744,91	744,05
3	750,12	741,74	744,57	744,00
4	750,22	741,66	744,24	743,85
5	750,33	741,53	744,29	743,69
6	750,40	741,44	743,97	743,36
7	750,48	741,21	744,01	743,61
8	750,57	741,31	743,95	743,78
9	750,62	741,52	»	»
10	750,65	741,76	»	»
11	750,64	741,94	»	»
minuit.	750,64	742,13	»	»
13	750,59	742,24	»	»
14	750,54	742,24	»	»
15	750,45	742,16	»	»
16	750,37	742,03	»	»
17	750,34	741,87	»	»
18	750,40	741,79	745,18	744,44
19	750,48	741,59	745,38	741,98
20	750,58	741,50	745,26	741,85
21	750,70	741,56	745,56	741,76
22	750,75	741,69	745,56	741,85
23	750,63	741,77	745,37	741,91

Ces quantités diffèrent beaucoup de celles que j'ai déduites des observations d'Apenrade, car en juillet nous trouvons un *maximum* à Halle peu de temps après minuit, et la pression de l'air sec diminue jusqu'à 8 heures du matin, puis elle augmente de nouveau et atteint un nouveau *maximum* au moment où le soleil passe au méridien; le *minimum* se trouve vers 7 heures du soir, puis la pression augmente de nouveau. La différence entre les extrêmes ne varie que de $0^{mm},9$ à $1^{mm},1$, par conséquent elle est le quart de celle trouvée pour Apenrade pendant l'été. En janvier, il y a deux *maxima*, à 10 heures du matin et à 10 heures du soir; et deux *minima*, à 5 heures du matin et à 2 heures de l'après-midi. La série de Munster semble indiquer des lois analogues.

Il n'est pas probable que dans des lieux dont la différence de latitude est si peu considérable le phénomène présente de si grandes différences; car, lorsqu'on étudie les oscillations barométriques sans examiner à part

la pression de l'air et celle de la vapeur d'eau, ces différences disparaissent complétement. Les anomalies augmentent quand on compare des séries faites à de grandes différences de niveau. Si l'on voulait expliquer la grande amplitude de l'oscillation diurne en pleine mer par des différences de tension, cela supposerait une variation du point de rosée de plusieurs degrés; or les observations des voyageurs prouvent que la chaleur et la tension de la vapeur d'eau varient très-peu pendant le jour à la surface de l'Océan.

En admettant l'influence de cette cause unique, on soulève encore d'autres difficultés. Il est probable que la pression moyenne de la vapeur d'eau atmosphérique, considérée dans l'espace d'un jour ou d'une année, diminue avec la hauteur suivant les lois de la tension des vapeurs dans le vide. Ainsi, d'une observation faite sur un point de la verticale, nous pouvons déduire approximativement la tension à une hauteur quelconque; mais il n'en résulte pas nécessairement que cette règle puisse s'appliquer à chaque heure de la journée prise isolément. L'air s'opposant au dégagement des vapeurs, il est évident qu'elles sont plus denses le matin à la surface du sol que ne le ferait supposer une observation faite à une certaine hauteur. Ainsi dans les plaines le point de rosée sera trop élevé, et la pression de la vapeur que nous en déduirons sera plus forte que si elle était déduite de mesures faites à différentes hauteurs; mais, vers l'heure de midi, le courant ascendant fait monter les vapeurs, et alors le point de rosée devient plus bas qu'il ne devrait l'être d'après l'état hygrométrique moyen. Ces faits sont une conséquence des observations que j'ai faites sur les Alpes. Au bord de la mer, ces lois se modifient, car, pendant que le courant ascendant élève les vapeurs, le vent de mer en amène sans cesse de nouvelles.

Quelle que soit la cause de ces oscillations, toujours est-il que leur amplitude ne saurait être aussi grande dans le haut que dans le bas. Supposons que dans les plaines le baromètre ait la même hauteur pendant toute la journée, il y aurait dans le haut une variation dont il serait facile de déduire la loi; car, dès que la présence du soleil sur l'horizon dilate l'air, celui-ci monte, et une partie de l'atmosphère qui se trouvait au-dessous de la station élevée s'élève au-dessus, d'où augmentation de la pression jusqu'au moment de la plus grande chaleur. A partir de ce moment, le baromètre baisse jusqu'au moment du *minimum* de la température diurne, qui arrive le lendemain matin. Cette période se combine avec celle qui a lieu de la plaine, car vers midi l'atmosphère devient moins pesante en bas et en haut; mais cette diminution est moins sensible en haut, à cause de la dilatation de l'atmosphère tout entière : le phénomène dépend donc spécialement de l'amplitude de la variation dans la plaine. Plus nous nous élevons, moins le baromètre change depuis 22 heures jusqu'à 4 heures, et il peut arriver que la

pression augmente sans cesse jusqu'au moment de la plus grande chaleur diurne. Dans nos latitudes, cette interversion se montrera à une hauteur plus faible qu'entre les tropiques, où les oscillations diurnes sont beaucoup plus fortes.

HAUTEUR MOYENNE DU BAROMÈTRE. — De même que nous avons pu déduire la température moyenne d'une localité d'un petit nombre d'observations diurnes, de même nous pouvons conclure la hauteur moyenne du baromètre dans une période de temps assez grande d'un petit nombre de lectures faites chaque jour. J'ai dit à dessein une période assez longue, car, s'il s'agit d'obtenir la pression moyenne de l'air pendant un jour, la valeur obtenue au moyen de quelques observations peut différer sensiblement de la moyenne réelle. On obtient la hauteur barométrique moyenne d'une manière très-approchée en observant à l'époque du *maximum* le matin et du *minimum* le soir. Un grand nombre de météorologistes ne lisent l'instrument qu'à ces deux moments de la journée; je ne saurais assez les engager à faire encore quelques observations le matin et le soir, car non-seulement on obtient plus exactement la pression moyenne, mais ces observations peuvent servir à étudier les oscillations irrégulières du baromètre. Il y a plus : si dans le voisinage un observateur s'occupe de la mesure des hauteurs par le baromètre, deux correspondantes par jour ne sont pas suffisantes, et celle de midi en particulier donne toujours des différences de niveau trop fortes; mais, si l'on a observé quatre ou cinq fois pendant le jour, alors on peut calculer la variation, la pression moyenne, et apprécier l'étendue des variations irrégulières. La moyenne arithmétique de trois observations faites à 18 heures, à 2 heures et à 10 heures, ou bien encore à 19 heures, à 2 heures et à 9 heures, est sensiblement égale à la pression barométrique moyenne, et on peut en déduire l'amplitude des oscillations diurnes. Le baromètre atteint sa hauteur moyenne dans les environs de midi, en général entre midi et une heure; le moment varie suivant les saisons.

HAUTEUR DU BAROMÈTRE AU BORD DE LA MER. — Longtemps on a cru qu'elle était la même à toutes les latitudes. Le nombre des observations n'étant pas suffisant pour résoudre la question, on s'appuyait sur des considérations théoriques; on disait que les conditions d'équilibre de l'océan aérien ne permettaient pas d'admettre une pression inégale à différentes latitudes. On oubliait que ce prétendu équilibre n'existe pas; car, si, dans nos latitudes, les oscillations dues aux changements de temps finissent par se compenser, il n'en est pas de même entre des zones différentes; l'existence même des vents alizés près de l'équateur et des vents d'ouest dans les hautes latitudes en est une preuve suffisante. Le courant ascendant qui, dans les régions supérieures, se dirige toujours vers les pôles, entraîne l'air de l'équateur, et la pression

LIEUX.	LATITUDE.	HAUTEUR DU BAROMÈTRE au niveau de la mer à 0°	
		NON CORRIGÉE de la pesanteur.	CORRIGÉE de la pesanteur.
Dantzig.	54°30′	mm. 760,.0	mm. 760.76
Kœnigsberg. . . .	54 30	760,49	761,14
Apenrade. . .	55	759,58	760,71
Edimbourg. . .	56	758,25	759,00
Christiania . . .	60	758.64	759,63
Hardanger.	60	756,94	757,04
Bergen.	60	757,01	758,00
Reikiavig.	64	752,00	753,20
Godthaab. . . .	64	751.94	755,15
Eyafiord. . . .	66	753,58	754,89
Godhaven. . . .	68	755,76	755,16
Upernavik.	63	755,18	756,80
Ile Méville.	74 30	757,08	758,75
Spitzberg	75 30	756,76	758,48

On comprend qu'à l'équateur, d'où l'air s'écoule sans cesse, la pression doit être moindre; à la latitude de 30°, où la pression atteint son *maximum*, l'alizé supérieur S.O. lutte avec l'alizé inférieur N.E., et il en résulte une accumulation d'air et une pression plus forte[1].

Je ne saurais me rendre compte pourquoi la pression diminue dans les

[1] M. Erman, ayant parcouru quatre fois (dans son voyage autour du monde sur une corvette russe où l'on observait six fois par jour le baromètre, le thermomètre et l'hygromètre) l'espace compris entre le 55° degré de latitude nord et le 58° de latitude sud, a vu que la moyenne pression de l'atmosphère corrigée de l'intensité do la pesanteur n'est pas la même sur tous les points du globe, mais se trouve dans une étroite dépendance des deux coordonnées horizontales de chaque point. Ce résultat se vérifie également, soit que l'on considère la pression totale de toutes les parties constituantes de l'atmosphère, soit qu'en faisant usage des observations hygrométriques pour éliminer la tension de la vapeur aqueuse on ne compare que les pressions des gaz permanents.

Examinons d'abord l'influence de la latitude; à partir du 60° degré de latitude sud, et en suivant le même méridien, les moyennes pressions vont en augmentant sensiblement jusqu'au 25° degré de latitude sud, c'est-à-dire jusqu'à la limite des vents alizés. Depuis ce parallèle, elles décroissent régulièrement jusqu'à l'équateur, où elles atteignent un *minimum* relatif, puis elles croissent de nouveau jusqu'à la limite boréale des vents alizés. Dans notre hémisphère, les phénomènes se reproduisent d'une manière symétrique comme dans l'hémisphère opposé. La différence de pression à la limite des vents alizés d'une part et à l'équateur de l'autre est de 4mm,06. M. J. Herschell a confirmé ce résultat dans son voyage au cap de Bonne-Espérance. A partir du *maximum* de pression qu'on trouve vers le 25° degré de latitude et en se dirigeant vers le pôle, la diminution de pression est beaucoup plus rapide que dans la zone des vents alizés. Ainsi les pressions moyennes aux côtes du Kamtchatka et au cap Horn sont respectivement inférieures à la pression moyenne *maximum* du grand Océan de 12mm,86 et

HAUTEUR DU BAROMÈTRE DANS LES DIVERSES SAISONS. — On pensait autrefois que la longueur de la colonne mercurielle devait être la même dans les diverses saisons, et l'on attribuait sa moindre hauteur pendant le printemps aux variations atmosphériques qui caractérisent cette saison en Europe. On ne tenait aucun compte du petit nombre d'observations de pays intertropicaux que l'on possédait alors. **M. de Buch** a le premier fait voir qu'entre les tropiques la pression atmosphérique diminue à mesure que le soleil s'approche du zénith : **M. Dove** a étendu ces recherches. Le tableau suivant montre quelle est cette pression moyenne dans l'hémisphère boréal jusqu'au 30° degré de latitude.

HAUTEUR BAROMÉTRIQUE MENSUELLE MOYENNE ENTRE L'ÉQUATEUR ET LE 30° DEGRÉ DE LATITUDE SEPTENTRIONALE.

MOIS.	LA HAVANE.	CALCUTTA	BÉNARÈS.	MACAO.	LE CAIRE.
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
Janvier. . . .	765,24	764,57	755,41	767 95	762,40
Février . .	760,15	758,86	752 91	767,01	»
Mars.	760,98	756,24	751,19	766,08	759,45
Avril. . . .	759,58	753,83	747,55	761,95	760,10
Mai.	758,19	750,81	745,01	761,64	758 25
Juin.	760 67	748,10	741,15	757.51	754,42
Juillet . .	760,67	747,54	740.65	757,91	755,90
Août. . . .	757,35	748,53	743.51	757,91	754,06
Septembre. . .	757.46	751,85	745,98	762,22	756,70
Octobre. . . .	758,19	755,25	75 [illegible],55	763.57	759,70
Novembre. . .	761,25	758,37	753,06	766,17	760,76
Décembre. . .	763,62	760,59	755,57	768,65	761,82

(*Voy.* l'Appendice, fig. 30.)

On voit que dans tous ces lieux situés au nord de l'équateur, la pression diminue à partir de janvier et augmente jusqu'en hiver. A Calcutta, où l'on a fait une série d'observations comprenant huit années, et où toutes les perturbations accidentelles n'existent plus, cette différence s'élève à plus de 16 millimètres ; elle parait être plus forte dans l'Inde qu'en Amérique, et diminue à mesure que la distance à l'équateur augmente. Le tableau suivant nous donne ces différences pour des lieux situés à des latitudes élevées.

niveau moyen N de la mer par la formule : $N = 2^{m},823 - 15,5\,(H - 0^{m},760)$.

M. Daussy s'est assuré, dans ses recherches, que ce niveau moyen n'était pas sensiblement altéré, à Lorient, par les vents faibles ou frais; mais qu'il était abaissé de $0^{m},08$ par les vents violents du nord et du N.E., et élevé de la même quantité par ceux de S.O., sud et S.E. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. III, p. 136. 1836.) M.

HAUTEUR BAROMÉTRIQUE MENSUELLE MOYENNE ENTRE LE 49e ET LE 60e DEGRÉ DE LATITUDE SEPTENTRIONALE.

MOIS.	PARIS.	STRASBOURG.	HALLE.	BERLIN.	PÉTERSBOURG.
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
Janvier. .	758,86	751,62	754,64	761,91	762,54
Février. . .	759,09	752,45	753,44	761,23	763,10
Mars. . .	756,33	751,19	751,62	759,90	760,76
Avril. . . .	755,18	749,95	750,98	757,82	7[illegible]1,19
Mai.	755,61	750,49	752,57	759,88	760,94
Juin. . . .	757,28	752,16	752,70	759,81	759,83
Juillet . . .	756,52	751,64	753,27	759,58	758,25
Août. . . .	756,74	752,05	752,18	759,02	759,94
Septembre.	756,61	752,59	753,42	760,53	761,19
Octobre. . .	754,42	751,82	755,55	761,25	760,82
Novembre. .	755,75	751,28	753,27	759,43	758,05
Décembre. .	755,09	750,70	754,10	760,35	760,22

(*Voy.* l'Appendice, fig. 30.)

Dans ce tableau on retrouve encore cette loi, en vertu de laquelle la pression est moindre en été qu'en hiver; en même temps on remarque une double période. A partir de l'hiver, la pression diminue jusqu'à l'équinoxe, puis elle augmente en été sans atteindre néanmoins la moyenne hibernale; on retrouve ensuite en automne des traces d'un second *minimum*, puis la courbe remonte jusqu'en hiver.

Si l'on veut déduire de ces nombres des lois sur l'état de l'atmosphère, on se demandera d'abord si l'on peut les comparer directement; il est évident qu'il faut en retrancher la pression de la vapeur d'eau contenue dans l'air. Pour cela, il faudrait avoir des observations hygrométriques faites à différentes hauteurs dans l'atmosphère; mais, comme les résistances que l'air oppose à l'ascension et à la chute de la vapeur se détruisent réciproquement, nous pouvons regarder les nombres obtenus pour la tension de la vapeur à la surface du sol comme très-approchés de la vérité, et soustraire les tensions de la pression totale. Le tableau suivant donne la pression de l'air sec à Calcutta et à Apenrade d'après les calculs de M. **Dove**; à Halle d'après mes propres observations, et à Saint-Pétersbourg d'après celles de l'Académie. Toutefois je ferai remarquer que dans cette dernière ville les observations hygrométriques ne comprennent qu'une année; celles du baromètre en embrassent treize. De même à Halle l'hygromètre n'a pas été observé aussi longtemps que le baromètre.

PRESSION MOYENNE MENSUELLE DE L'AIR SEC A DIFFÉRENTES LATITUDES.

MOIS.	CALCUTTA.	APENRADE.	HALLE.	PÉTERSBOURG.
	mm.	mm.	mm.	mm.
Janvier. . . .	750,74	754,91	750,47	759,13
Février. . . .	746,95	756,90	748,89	759,94
Mars.	741,47	752,50	746,48	756,58
Avril.	757,50	751,44	744,88	756,04
Mai.	726,72	749,77	744,65	756,09
Juin.	725,29	748,44	742,48	752,59
Juillet.	724,84	745,46	741,74	748,71
Août.	725,88	745,55	741,45	750,80
Septembre . .	729,92	747,09	745,49	754,58
Octobre . . .	755,24	745,05	747,90	755,54
Novembre. . .	746,82	748,01	747,56	755,05
Décembre. .	748,96	749,71	748,60	757,51

Quoique ces nombres présentent encore de nombreuses anomalies, surtout en Europe, parce que les séries d'observations ne sont pas assez longues, cependant ils montrent qu'en hiver la pression de l'air sec atteint son *maximum* en hiver, et son *minimum* à l'époque des plus grandes chaleurs. La différence entre ces deux extrêmes diminue à mesure qu'on s'éloigne de l'équateur; car, si nous retranchons la moyenne des trois mois d'été de celle du trimestre d'hiver, la différence est pour Calcutta de 23mm,55; à Apenrade, 7mm,40; à Halle, 7mm,49; et à Pétersbourg, 8mm,16.

Si l'on examine la pression de l'atmosphère tout entière, cette période disparait en partie dans les latitudes élevées: le *minimum* de l'été ne diffère du *maximum* de l'hiver que d'un petit nombre de millimètres, et dans la saison chaude la différence est masquée par la tension de la vapeur d'eau. La combinaison de ces deux pressions amène un *minimum* au printemps, parce qu'alors la pression de l'air sec diminue rapidement, tandis que la quantité de vapeur n'est pas encore bien considérable. On retrouve les traces d'un second *minimum* en automne, parce que la quantité de vapeur d'eau diminue rapidement, tandis que la pression de l'air sec augmente lentement. Entre les tropiques cette période de la pression de l'air sec est plus marquée; et, quoique la pression de la vapeur augmente en été, ses variations ne sont cependant pas assez fortes pour masquer celles de l'air sec.

Ce fait, que la hauteur barométrique est moindre en été qu'en hiver, résulte des causes déjà énumérées, savoir, des changements de pression.

et démontre d'une manière évidente les mouvements de l'océan aérien sur toute la surface du globe; non-seulement ces mouvements se font sentir dans des contrées rapprochées, mais d'un pôle à l'autre. A l'époque des équinoxes, où sur toute la terre la température est égale à la moyenne annuelle, on observe partout la pression moyenne de l'air sec. Le soleil s'avance-t-il vers l'hémisphère boréal, celui-ci s'échauffe, tandis que l'hémisphère opposé se refroidit. Il en résulte un écoulement de l'air de l'hémisphère boréal vers l'hémisphère austral, et un déplacement des vents alizés vers le nord; en d'autres termes, le baromètre se tient plus bas dans l'hémisphère où règne l'été, et plus haut dans celui où règne l'hiver. Plus les pays se rapprochent de la limite où cet échange a lieu, et plus les différences seront marquées : la résistance que l'air éprouve à la surface de la terre rendra ces effets beaucoup moins appréciables dans les pays éloignés de cette limite; c'est pourquoi les différences entre la pression de l'air sec en été et en hiver sont plus petites dans de hautes latitudes que sous l'équateur. Des observations ultérieures prouveront qu'à latitude égale elles sont plus grandes dans l'intérieur des continents que sur les bords de la mer.

Cet échange est intimement lié à la dépendance où sont les vents des saisons de l'année (p. 48) et aux propriétés qu'ils leur doivent. Au printemps, lorsque la pression atmosphérique se rapproche de la moyenne, l'air s'échauffe, le vent nous arrive des contrées boréales, et repousse le vent régnant de S.O. De là les tempêtes et les coups de vent de l'équinoxe. Cette lutte des vents froids du nord avec les vents chauds du midi amène des mélanges d'air sec et d'air humide et un temps variable, où la pluie, la neige et le grésil alternent à de courts intervalles avec un ciel parfaitement pur. En automne, au contraire, lorsque l'air vient du sud, ce sont les vents du midi qui prédominent : ils versent sur l'Europe méridionale l'eau dont ils sont chargés, et arrivent chez nous parfaitement secs; de là le beau temps qui règne quelquefois au milieu de l'automne, et que l'on connaît en France sous le nom d'*été de la Saint-Martin;* en Allemagne il s'appelle l'*été des vieillards*, et l'*été indien* dans l'Amérique septentrionale.

OSCILLATIONS IRRÉGULIÈRES DU BAROMÈTRE. — Après avoir prouvé la dépendance où ces grands mouvements de l'atmosphère sont de la température, il nous sera facile de déduire de la même cause les oscillations accidentelles du baromètre; l'amplitude de ces oscillations irrégulières est d'autant plus grande qu'on s'éloigne davantage de l'équateur.

L'étude des lois de ces oscillations, suivant la latitude, par exemple, offre de grandes difficultés. Les anciens physiciens prenaient la différence entre le *maximum* et le *minimum* observés pendant le cours d'un grand nombre d'années. On renonça ensuite à cette méthode pour

chercher la différence entre les deux extrêmes de chaque mois. On reconnut que les oscillations devenaient moins fortes à mesure que la chaleur augmentait; si ce travail embrasse un grand nombre d'années, on finit par trouver pour chaque mois des nombres constants qui donnent l'amplitude moyenne de l'oscillation : nous l'appellerons l'*oscillation mensuelle moyenne*. Les observations d'une seule année suffisent pour obtenir une donnée approximative, mais une longue série peut seule conduire à un résultat rigoureux.

Quoique sujette à de grands inconvénients, cette méthode est la seule qu'on puisse mettre en usage. Elle suppose en effet qu'on observe les extrêmes *réels*, ce qui n'a lieu que dans un petit nombre de cas : aussi les différences sont-elles en général trop petites; car un météorologiste qui noterait la hauteur barométrique plus souvent que l'autre obtiendrait des moyennes plus fortes. Toutefois, comme on observe ordinairement l'instrument trois fois par jour, les erreurs finissent par se compenser. Une autre circonstance à noter, c'est qu'on n'a point égard aux oscillations régulières diurnes; car, si une perturbation atmosphérique accidentelle vient à diminuer la pression, celle-ci sera probablement encore moindre à l'époque du *minimum* diurne que si celui-ci n'avait pas lieu.

Le plus sûr moyen d'arriver au but consiste à préférer des intervalles aussi petits que possible ; il faut observer chaque jour à des heures déterminées, et prendre les différences d'une observation à celle du jour suivant qui correspond à la même heure, puis diviser la somme de ces différences par leur nombre : on trouve ainsi l'amplitude de l'oscillation diurne, et la moyenne des résultats obtenus pour chaque mois donne l'amplitude moyenne du lieu. Plus loin je communiquerai quelques résultats de ce genre.

ROSES DES VENTS BAROMÉTRIQUES. — Après avoir découvert la pression de l'air, les physiciens ne tardèrent pas à s'apercevoir qu'elle variait suivant l'état de l'atmosphère, et diminuait singulièrement pendant les orages. Un grand nombre d'hypothèses ont été proposées pour expliquer ces différences; toutes supposent que l'air en mouvement doit exercer une moindre pression que l'air calme. Mais les éléments de ces recherches sont pris uniquement en Europe et dans des stations rapprochées. Si l'on avait comparé des observations barométriques faites simultanément aux États-Unis, en Europe, en Asie, dans les régions polaires et entre les tropiques, on aurait reconnu qu'une baisse extraordinaire du baromètre sur un point de la surface du globe est compensée par une hausse extraordinaire sur un autre point. Ainsi, au lieu de se demander pourquoi le baromètre est bas à l'approche des orages, on aurait pensé que de grandes différences de pression doivent amener de grands mouvements dans l'océan aérien. On aurait vu que les choses se passent dans l'air comme dans un étang à moulin : dès qu'on ouvre

l'écluse, la pression de l'eau diminue dans ce point, et l'eau se met en mouvement dans toute l'étendue de l'étang, mais avec une rapidité d'autant plus grande que l'on est plus près de l'écluse.

Dans ces recherches les physiciens arrivèrent à reconnaître que les différents vents avaient une action différente sur la pression de l'air. Toutefois **Lambert** est le premier qui, en 1771, ait donné le moyen d'arriver à un résultat positif; il faut, dit-il, choisir une longue série d'observations, noter la hauteur barométrique qui accompagne chacun des vents, et déterminer la pression moyenne qui correspond à chacun d'eux. Trente ans plus tard, **Burckardt** entreprit un travail de ce genre pour Paris, et **Ramond** le fit pour Clermont en Auvergne. En 1818, M. **de Buch** étudia ces lois d'après les observations de Berlin, et, en démontrant l'influence de chaque vent sur la pression aérienne et sur le temps en général, il leva le voile qui nous cachait ces rapports compliqués. Après lui, MM. **Buek, Dove, Eisenlohr, Kuppfer, Schouw** et **Kaemtz** ont étudié le phénomène sur divers points de l'Europe; aussi peut-on maintenant déduire avec une approximation très-suffisante la direction du vent de la hauteur du baromètre.

Le tableau suivant montre quelle est la pression moyenne du baromètre sur quinze points de l'Europe avec les huit vents principaux.

ROSES DES VENTS BAROMÉTRIQUES DANS LES LATITUDES MOYENNES.

VENTS.	LONDRES.	MIDDELBOURG	HAMBOURG.	COPENHAGUE.	APENRADE.	PARIS.	MINDEN.	CARLSRUHE.
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
N.	759,20	762,61	758,86	764,32	758,52	759,09	760,15	755,14
N.E.	760,71	761,75	759,76	765,15	760,55	759,49	760,57	755,59
E.	758,95	761,52	758,64	763,69	759,52	757,24	759,85	754,75
S.E.	756,85	756,99	758,41	759,40	760,55	754,05	756,49	752,54
S.	754,57	755,29	755,48	759,54	754,01	753,15	754,67	750,61
S O	755,25	754,46	754,80	759,11	756,06	755,52	755,28	752,56
O.	757,28	758,07	756,85	761,07	758,50	755,57	756,58	755,38
N O	758,05	759,04	758,41	763,49	758,97	757,78	760,15	754,67
moyenne.	757,58	758,46	757,75	762,26	757,78	756,22	760,19	755,85

(*Voy.* l'Appendice, fig. 51.)

ROSES DES VENTS BAROMÉTRIQUES DANS LES HAUTES LATITUDES.

VENTS.	BERLIN.	HALLE.	VIENNE.	BUDE.	STOCKHOLM.	PÉTERSBOURG.	MOSCOU.
	mm.	mm.	mm	mm.	mm.	mm.	mm.
N.	758,68	755,61	749,88	744,00	757,91	759,72	743,07
N.E.	759,56	756,00	749,14	745,08	758,88	761·97	745,06
E.	758,77	754,51	745,78	745,25	757,51	762,00	743,90
S.E.	754,69	752,14	748,50	745,82	754,75	762,25	741,74
S.	751,35	751,10	747,74	741,88	755,90	759,90	740,65
S.O.	752,57	751,59	745,89	740,52	754,12	759,88	740,54
O.	756,00	752,21	745,84	742,71	756,04	759,45	741,06
N.O.	757,62	754,24	749,16	743,75	756,56	757,58	741,76
moyenne.	756,02	753,29	747,79	743,27	756,18	760,64	742,19

Ces nombres font voir clairement que la pression atmosphérique varie avec la direction du vent; partout le baromètre est très-haut quand le vent souffle entre l'est et le nord, et très-bas quand il vient d'un point compris entre le sud et l'ouest; sa hauteur varie assez régulièrement entre ces deux extrêmes. Dans quelques endroits cependant on trouve des anomalies: ainsi à Vienne et à Bude la pression est très-faible avec les vents d'est, et à Pétersbourg le *minimum* coïncide presque avec le N.O. Ces anomalies n'ont pas encore été bien expliquées; car elles ne proviennent pas uniquement de la situation continentale de ces deux villes, puisque les résultats obtenus à Stockholm et à Moscou sont d'accord avec les lois qui régissent l'Europe occidentale. La seule différence consiste en ce que les oscillations sont un peu plus petites dans l'intérieur du continent que sur la côte occidentale[1].

On trouve des lois analogues dans d'autres contrées, seulement le vent qui correspond au *maximum* de la hauteur barométrique varie suivant la position des points relativement à l'Europe. Ainsi aux États-

[1] J'ai donné, dans une des notes précédentes, p. 149, les températures moyennes correspondant aux diverses directions du vent, telles qu'elles ont été observées à l'époque du solstice d'hiver à Bosekop (Norvége) (latitude 69° 58' N.) par la commission française envoyée dans le nord de l'Europe. Les pressions barométriques moyennes correspondant à la même époque et dans le même lieu ont été calculées par M. Bravais. Elles se rangent à leur tour dans le cadre du petit tableau suivant, qui offre la *rose barométrique des vents* pour cette localité.

HAUTEURS BAROMÉTRIQUES PAR LES DIFFÉRENTS VENTS A BOSEKOP.

	mm.
Nord	742,9
N.E.	755,2
Est.	745,1
S.E.	740,9
Sud.	740,5
S.O.	744,8
Ouest.	746,7
N.O.	745,6

Il est à croire que la hauteur barométrique 755,2, correspondant au vent de N.E., est trop élevée; ce nombre ne repose que sur un petit nombre d'observations. Mais ce tableau, mis en regard de la rose thermométrique (p. 149), prouve que les vents les plus froids tiennent le baromètre bas, et que les vents chauds de l'O. et du S.O. l'élèvent de plusieurs millimètres : ce fait est une exception remarquable pour l'Europe. D'après Wrangel, c'est à peu près la marche du baromètre à la Nouvelle-Archangel. (Dove, dans Schumacher's *Jahrbuch für* 1841, p. 311.) On remarquera encore l'anomalie qu'offrent ces mêmes faits sous un autre point de vue : à Bosekop ce sont les vents de terre qui dépriment le baromètre; la colonne monte avec les vents de mer. Une anomalie du même genre existe à l'embouchure de la rivière de la Plata.

M.

Unis c'est avec le N.O. que le baromètre est le plus haut, avec le S.E. qu'il est le plus bas; il en est de même de Péking en Chine. En réunissant ces faits, nous en conclurons que *le baromètre atteint son maximum quand les vents soufflent du nord et de l'intérieur des continents; son minimum, quand ils viennent de l'équateur ou de la mer.*

Après ce que nous avons dit de l'influence des vents sur la température, nous pouvons expliquer facilement ces phénomènes: la pression est forte avec les vents froids, faible avec les vents chauds. L'air est-il refroidi par des vents du nord, il se contracte; les limites de l'atmosphère s'abaissent, et l'air chaud afflue de tous côtés: de là l'ascension du baromètre. L'air est-il réchauffé par des vents du sud, il s'élève et s'écoule dans tous les sens[1].

INFLUENCE DE LA ROTATION DES VENTS SUR LA HAUTEUR BAROMÉTRIQUE. — Dans les recherches dont nous avons donné les résultats dans le tableau précédent, on n'a pas eu égard à l'heure du jour; seulement pour Paris et Halle j'ai choisi l'heure de midi. Toutefois, en considérant que dans nos climats le vent offre une rotation régulière et constante, nous devons retrouver cette régularité dans les oscillations du baromètre, comme nous l'avons trouvée précédemment dans celles du thermomètre et de l'hygromètre. M. **Dove** est arrivé à ce résultat en comparant les observations faites à Paris à 9 heures du matin et à 9 heures du soir; mes observations de Halle comparées heure à heure y conduisent également. J'ai cherché quelle était la direction principale du vent de chaque jour, et j'ai calculé la hauteur barométrique moyenne à chaque heure du jour; puis j'ai soustrait cette moyenne de la pression générale observée à cette heure par un vent quelconque. Dans le tableau suivant, le signe + veut dire que le baromètre était au-dessus de la moyenne générale; le signe —, qu'il était au-dessous. Toutefois je dois faire observer que la valeur absolue de ces différences n'est peut-être pas rigoureusement exacte, car les recherches sur les vents n'embrassent qu'une période de 4 ans; la moyenne géné-

[1] M. Dove a recherché, d'après le petit nombre des observations météorologiques existantes, quelle pouvait être dans l'hémisphère austral l'influence de la direction du vent sur la hauteur du baromètre, la température et l'humidité de l'air. L'examen des registres du navire la *Princesse-Louise* et les rapports des capitaines Fitz Roy et Wendt l'ont amené aux conclusions suivantes :

1° Le baromètre monte par les vents d'ouest, de S.O. et du sud; il atteint sa hauteur *maximum* quand le vent souffle du S.E.; puis il baisse lorsque le vent passe à l'est, au N E. et au nord : sa hauteur *minimum* correspond au N.O;

2° La température et la tension de la vapeur aqueuse diminuent par les vents d'ouest, de S.O. et de sud; elles atteignent leur *minimum* lorsqu'ils soufflent du S.E.; puis augmentent avec ceux d'est, de N.O. et de nord, pour atteindre leur *maximum* quand le vent est au N.O. (*Annuaire* de M. Schumacher pour 1841, p. 317.)

rale, au contraire, a été déduite de 11 années d'observations, savoir, de 1827 à 1838; mais dans cette période il y a aussi des lacunes de plusieurs mois.

EXCÈS DE LA HAUTEUR MOYENNE DU BAROMÈTRE

PAR UN VENT ET A UNE HEURE DÉTERMINÉS SUR LA HAUTEUR MOYENNE DE LA COLONNE A LA MÊME HEURE PAR UN VENT QUELCONQUE.

HEURES.	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.O.	O.	N.O.
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
6 matin.	+1,96	+2,59	+1,40	−0,45	−1,78	−1,74	−1,55	+0,25
7 »	+2,05	+2,66	+1,42	−0,51	−1,85	−1,76	−1,29	+0,29
8 »	+2,12	+2,75	+1,42	−0,59	−1,85	−1,76	−1,24	+0,41
9 »	+2,21	+2,75	+1,37	−0,68	−1,91	−1,78	−1,22	+0,54
10 »	+2,28	+2,75	+1,35	−0,85	−1,98	−1,80	−1,15	+0,65
11 »	+2,32	+2,75	+1,29	−0,99	−2,10	−1,85	−1,15	+0,81
midi.	+2,35	+2,71	+1,22	−1,15	−2,19	−1,89	−1,08	+0,95
1 soir.	+2,39	+2,71	+1,15	−1,22	−2,28	−1,89	−0,02	+1,08
2 »	+2,44	+2,68	+1,08	−1,31	−2,35	−1,89	−0,97	+1,20
3 »	+2,46	+2,66	+1,04	−1,42	−2,44	−1,89	−0,97	+1,35
4 »	+2,46	+2,62	+0,97	−1,51	−2,48	−1,87	−0,88	+1,47
5 »	+2,53	+2,59	+0,92	−1,58	−2,55	−1,85	−0,81	+1,60
6 »	+2,55	+2,59	+0,92	−1,62	−2,55	−1,82	−0,74	+1,71
7 »	+2,59	+2,57	+0,90	−1,65	−2,58	−1,85	−0,72	+1,80
8 »	+2,64	+2,59	+0,90	−1,65	−2,61	−1,85	−0,72	+1,87
9 »	+2,71	+2,62	+0,92	−1,65	−2,64	−1,82	−0,68	+2,00
10 »	+2,77	+2,66	+0,97	−1,60	−2,64	−1,82	−0,68	+2,05

(*Voy.* l'Appendice. fig. 32.)

Dans ce tableau on reconnaît clairement l'influence de la rotation du vent; il tourne en général du nord au N.E. : aussi remarquons-nous que le baromètre monte presque toujours pendant les journées où le vent souffle du nord, en ce que sa hauteur, déduction faite de l'oscillation diurne, est de 2 millimètres environ plus grande à 10 heures du soir qu'à 6 heures du matin. La pression arrivant à son *maximum* lorsque

16

le vent est au N.E., nous trouvons que le baromètre change peu pendant la journée. Toutefois de longues séries d'observations permettraient d'apprécier son ascension depuis le matin jusqu'à midi, et son abaissement jusqu'au soir; car il arrive souvent que le vent souffle du nord le matin, du N.E. à midi, de l'est le soir. J'ai mis des observations de ce genre dans la colonne N.E.: le matin le baromètre montait, il baissait le soir. Le vent continuant à tourner passe à l'est, au S.E. et au sud, et la pression va toujours en diminuant : aussi le baromètre baisse-t-il jusqu'à ce qu'il atteigne son *minimum* par le vent de S.O. Le baromètre reste alors stationnaire pendant le jour; seulement à midi il se tient un peu plus bas que le soir et le matin. S'il passe de l'ouest au N.O. et au nord, il y a une augmentation de la pression que l'on peut apprécier dans le cours de la journée.

Les oscillations du baromètre dépendantes de la direction du vent nous expliquent les anomalies que nous remarquons entre les roses des vents barométriques de lieux assez rapprochés. Si l'on choisit comme éléments du calcul les observations du matin, alors le *maximum* se rapproche du N.E., le *minimum* du S.O.; si l'on prend celles du soir, le *maximum* se rapproche du nord, le *minimum* du sud. Les différences que présentent les oscillations diurnes du baromètre dans un même mois, considéré dans différentes années, reconnaissent la même cause. Si dans un mois les vents d'ouest ont été prédominants, le *minimum* aura lieu un peu plus tôt dans l'après-midi; le *maximum*, un peu tard dans la soirée que dans la moyenne des observations comprenant un grand nombre d'années. De plus le *maximum* du soir est plus élevé que celui du matin, tandis que c'est le contraire avec les vents d'est. N'oublions pas que, pour reconnaître les aires principales d'une rose barométrique, une année ou même quelques mois sont suffisants; mais, pour les déterminer rigoureusement, il faut des observations prolongées : car, si ce sont les vents du S.O. qui prédominent pendant un mois, alors le baromètre se tient, pendant le petit nombre de jours que soufflent les vents d'est, au-dessous de la moyenne habituelle qui correspond à ces vents.

HAUTEURS BAROMÉTRIQUES CORRESPONDANTES SUR DIFFÉRENTS POINTS. — En général les oscillations barométriques décrivent des courbes sensiblement parallèles lorsqu'on les étudie sur des points qui ne sont pas trop éloignés les uns des autres; mais, à de grandes distances, le baromètre peut monter dans un endroit et baisser dans l'autre. Des points rapprochés présentent aussi des différences que l'on apprécie facilement en calculant leurs différences de niveau au moyen de celles des colonnes barométriques. J'ai pris la différence de niveau entre Halle et Paris, Halle et Zurich, et je les ai rangées d'après les vents qui régnèrent en moyenne dans l'Allemagne septentrionale. Trois années

d'observations me fournissent les différences suivantes, eu égard à la moyenne générale.

VARIATIONS DES DIFFÉRENCES DE NIVEAU CALCULÉES PAR LE BAROMÈTRE SUIVANT LES DIFFÉRENTS VENTS.

VILLES.	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.O.	O.	N.O.
Berlin.	+ 2^m,9	— 9^m,7	—14^m,4	—14^m,2	— 6^m,8	+ 1^m,7	+ 7^m,0	+10^m,1
Paris .	+ 8,2	+22,0	+26,7	+35,5	+25,8	— 6,6	—25,0	—24,3
Zurich.	+25,7	+42,9	+36,1	+27,3	— 6,2	—21,4	—24,0	—13,8

(*Voy.* l'Appendice, fig. 33.)

Ces quantités ont été obtenues par comparaison avec la moyenne générale. Si nous supposons tous ces points de niveau avec Halle, le signe + veut dire que l'endroit est situé au-dessus de ce niveau; le signe —, qu'il est au-dessous. Ou bien, si l'on a égard à la hauteur du baromètre, + signifie que le baromètre, en le supposant de niveau avec celui de Halle, est plus bas que dans cette ville, tandis que le signe — indique le contraire. Du tableau précédent on peut déduire celui-ci :

DIFFÉRENCES DE NIVEAU MAXIMUM OBTENUES AVEC LE BAROMÈTRE SUIVANT LES DIFFÉRENTS VENTS.

Berlin.	E. 12° S.	— 15^m,73	O. 32° N.	+ 9^m,95
Paris.	S.E.	+ 33 ,30	O. 15° N.	— 29 ,71
Zurich.	N. 62° E.	+ 44 ,31	S. 70° O.	— 27 ,57

La position géographique a aussi une influence immense, comme le prouve l'exemple de Zurich. Ces différences se lient à de grandes lois qu'on ne saurait établir qu'en comparant un très-grand nombre de points. Si nous arrivions à ce résultat, que les vents sont engendrés par une augmentation de pression dans le pays d'où ils viennent, nous pourrions établir, aussi bien que nous le permet l'insuffisance des matériaux mis à notre disposition, que ces inégalités dans la hauteur du baromètre proviennent des différences de température. Ainsi prenons une période où le vent de S.E. souffle à Halle, et comparons les températures des divers points de l'Europe; si nous faisons les corrections nécessitées par les différences de température moyenne, en supposant que toute l'Europe ait la même température moyenne que Halle, nous trouvons que Vienne et Prague sont de 2 à 3 degrés plus froids que Halle; Breslau, 1 à 2 degrés; Kœnigsberg et Memel ont la même tem-

pérature; dans plusieurs villes d'Angleterre l'air est de 2° et à Pétersbourg de 4° plus chaud qu'à Halle. Par conséquent à l'est et au sud de Halle le froid est plus intense; la pression augmente donc, et le vent souffle du S.E.

D'autres physiciens qui ont étudié le même sujet sont parvenus à des résultats peu concordants. Ainsi **Brandes** trouva que la hauteur du Saint-Gothard au-dessus de Genève était égale à la moyenne avec les vents de S.E., tandis qu'elle était trop grande avec les vents de N.O.; ce qui s'accorde assez avec un résultat que j'ai trouvé en comparant mes observations barométriques de Halle avec celles de M. **Maedler** à Berlin. Les deux directions qui donnent les différences de niveau extrêmes sont sensiblement perpendiculaires à la ligne qui joint les deux stations. **Ramond** s'est assuré que la plus grande différence entre Paris et Clermont-Ferrand coïncide avec les vents du nord; la plus petite, avec ceux du sud, ainsi avec des vents dont la direction est parallèle à la ligne qui joint les deux stations. Ce résultat est directement opposé à ceux que nous avons rapportés jusqu'ici. N'oublions pas que **Ramond** ne considérait que les quatre vents cardinaux; ensuite ses points étaient-ils bien choisis? Paris participe aux courants ascendants de l'Europe moyenne; Clermont, au contraire, appartient à la zone des climats méditerranéens qui sont influencés par le grand courant du Sahara. Malheureusement je n'ai point en Allemagne autour de moi assez d'observations correspondantes pour pouvoir éclaircir complétement ce sujet.

OSCILLATIONS DIURNES ACCIDENTELLES. — Elles sont dépendantes des saisons, de la position géographique et des vents; pour reconnaître leur liaison avec la température, il serait bon de suivre les oscillations barométriques depuis une observation jusqu'à l'observation du lendemain qui correspond à la même heure en les comparant avec celles de la température. J'ai fait ce pénible calcul pour un grand nombre de lieux, et j'en ai déduit les tableaux suivants :

CHANGEMENT MOYEN DU BAROMÈTRE ENTRE DEUX MIDIS CONSÉCUTIFS.

MOIS.	SANTA-FÉ DE BOGOTA.	CALCUTTA.	BAGDAD.	RIO-JANEIRO.	SAINT-BERNARD.	SAINT-GOTHARD.	MAFRA.	GENÈVE.	MILAN.	PADOUE.	BUDE.	LA ROCHELLE.	CAMBRIDGE (Massachusets.)	EYAFIORD (Islande).
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
Janvier	0,561	0,817	2,297	1,572	2,827	3,068	4,081	4,215	2,925	4,124	4,151	4,797	7,602	7,815
Février	0,550	0,821	2,445	1,906	2,829	2,858	3,271	3,885	3,773	3,790	3,718	4,598	5,972	6,273
Mars	0,501	1,022	3,158	2,552	2,933	2,752	3,248	3,815	3,555	3,966	4,035	4,615	5,049	7,115
Avril	0,479	0,972	1,494	1,721	2,387	2,407	3,226	2,741	3,628	3,076	3,194	2,745	5,856	4,84[illegible]
Mai	0,570	1,116	1,169	1,868	1,787	1,846	2,050	2,317	2,095	2,256	2,355	2,752	3,824	3,80[illegible]
Juin	0,370	1,413	1,593	2,145	1,886	1,750	1,422	1,884	2,258	2,080	2,409	2,569	2,865	3,[illegible]75
Juillet	0,429	0,916	1,286	1,572	1,818	1,791	1,399	1,986	1,557	2,173	1,915	2,514	3,729	2,953
Août	0,321	1,008	1,031	1,057	1,647	1,631	1,669	1,868	2,105	1,742	1,884	2,876	3,075	4,[illegible]98
Septembre	0,501	1,065	1,165	1,304	2,098	2,024	1,668	2,340	2,917	2,472	2,540	3,581	3,894	5,198
Octobre	0,408	0,952	1,317	1,460	2,355	2,461	2,420	2,775	3,786	2,725	3,268	3,750	4,658	4,8[illegible]1
Novembre	0,490	0,548	1,671	1,685	2,131	2,452	2,865	2,883	2,795	3,219	2,167	3,810	3,848	6,756
Décembre	0,645	0,561	1,607	1,660	2,808	2,919	3,970	3,452	3,427	3,586	3,226	3,079	6,907	7,054
Moyenne	0,483	0,934	1,669	1,687	2,256	2,295	2,582	2,847	2,900	2,917	2,955	3,458	4,905	5,401

Rio-Janeiro, qui figure dans ce tableau, étant dans l'hémisphère austral, j'ai placé dans le mois de janvier les valeurs trouvées pour le mois de juillet; dans celui de février, celles d'août, etc. L'influence des saisons est bien évidente; ainsi les oscillations sont toujours plus petites en été qu'en hiver. Calcutta, dont les calculs reposent sur une année d'observations, fait seul exception à la règle. Si de longues séries faites dans l'Inde conduisaient au même résultat, il faudrait l'attribuer à l'influence de la monsson de S.O., qui souvent amène de violents orages.

Ce fait est intimement lié aux variations accidentelles de la température; car, si nous cherchons la différence des températures observées aux mêmes heures, nous trouvons qu'elles sont plus petites en été qu'en hiver, principalement si nous prenons les différences moyennes de deux localités rapprochées, mais très-inégalement élevées au-dessus du niveau de la mer. En été, la température moyenne décroît avec la latitude beaucoup moins vite qu'en hiver; et, si les vents apportent des masses d'air d'un endroit éloigné, leur différence de température sera moindre qu'en hiver : de là de moindres différences de pression. Pour la même raison, les oscillations accidentelles sont beaucoup moins fortes à l'équateur, parce que les variations de température sont moins étendues, et que sur un espace donné la différence entre les *maxima* et les *minima* moyens croît avec la latitude. Les colonnes du Saint-Bernard et du Saint-Gothard prouvent aussi que ces oscillations ont d'autant moins d'amplitude qu'on s'élève davantage dans l'atmosphère; elles diminuent à peu près dans la même progression que les hauteurs moyennes du baromètre.

EXTRÊMES MENSUELS. — Si dans une longue série d'observations nous cherchons la différence entre le *maximum* et le *minimum* de chaque mois, nous retrouverons non-seulement l'influence des saisons dont nous avons déjà parlé, mais nous pourrons aussi, grâce au grand nombre d'observations provenant de tous les pays, calculer les différences de ces oscillations dans les divers climats. Le tableau suivant présente l'oscillation mensuelle moyenne, ainsi que les oscillations moyennes de l'hiver et de l'été [1].

[1] La moyenne des oscillations mensuelles observées à Bosekop (lat. 69° 58'), pendant les six mois d'hiver 1838-1839, est égale à $38^{mm},52$; c'est à peu près la même valeur qu'à Umeo, ville située 6 degrés plus au sud. M.

AMPLITUDE MOYENNE DES OSCILLATIONS BAROMÉTRIQUES

PENDANT L'ANNÉE, L'HIVER ET L'ÉTÉ, DANS DIFFÉRENTS PAYS.

VILLES.	LATITUDE.	LONGITUDE.	ANNÉE	HIVER	ÉTÉ.
			mm	mm	mm
Batavia	6°12′ S.	104°53′ 36″	2,98	2,80	2,71
Tivoli (Saint-Domingue)	18 33 N.	72 20 24	4,11	4,96	3,52
Seringapatnam	12 45	74 30 36	5,55	5,12	5,03
Havane	23 9	84 43 24	6,38	9,63	3,84
Calcutta	22 34	86 8 36	8,28	6,81	9,05
Ténériffe	28 20	18 36 24	8,48	12.71	4 51
Ile de France	20 9 S.	55 9 36	8.62	6,99	7,90
Alep	36 11 N.	34 29 36	9,09	14,21	3,57
Le Caire	30 2	28 58 36	9,25	12,93	4,74
Funchal (Madère)	22 37	19 16 24	10,42	13,99	6,25
Bagdad	33 20	42 4 36	10,45	13 83	8,60
Cap de Bonne-Espérance	33 55 S.	16 3 36	12,45	15,07	9.79
New-Harmony (Indiana)	38 11 N.	90 15 24	16,40	22.90	8,89
Péking	39 45	114 7 36	16,65	16,92	11,57
Paramatta (N. S. Wales)	33 49 S.	148 40 36	16,92	17,37	15,72
Lausanne	46 31 N.	4 25 36	17,08	21,20	12,11
Bermudes	32 15	62 20 24	17.10	20.46	13,77
Rome	41 53	10 7 36	17,15	22,92	9,93
Marseille	45 18	3 1 36	17,69	23.08	17.44
Saint-Gothard	46 0	6 14 36	17,96	23,76	13,08
Montpellier	43 36	1 32 36	18,02	23 08	12,86
Turin	45 4	5 14 36	18,09	22,58	12,25
Mantoue	45 10	8 27 36	18,14	24,59	14,14
Pyschminsk	57 0	76 29 36	18 99	1,45	12,79
Dijon	47 19	2 41 36	19,15	25,49	11,44
Milan	45 28	6 51 36	19,24	24.90	12,36
Bude	47 30	16 42 36	19,92	26.78	13,08
Augsbourg	48 22	8 33 36	20,33	25,55	14,19
Vienne	48 13	14 2 36	20.55	26,78	13,02
Mulhouse	47 49	4 49 36	20,64	27,75	13,02
Munich	48 8	8 13 36	20,73	27,25	13.94
Metz	49 7	3 49 36	20,80	26,23	13 99
Prague	50 5	12 4 36	21,54	27,32	14,66
Ratisbonne	49 1		21.66	27,63	14,98
Bordeaux	44 50	2 54 24	21 68	29,53	14.05
Kamyschin	50 5	43 3 36	21,86	27,23	16,20
Strasbourg	48 35	5 24 36	21,93	28.36	14,48
Nantes	47 13	3 53 24	22,92	28,81	13,34
Arnstadt	50 50	8 36 36	23,01	27,82	16,33
Breslau	51 7	14 41 36	23.14	29,17	15,27
La Rochelle	46 9	3 30 24	23,17	31,74	15,79
Paris	48 50	00 00 00	23 66	30,45	17,17
Manheim	48 29	6 7 36	23,66	31,06	16,45
Moscou	55 46	35 12 36	24,05	31,31	15,59
Sitcha	57 3	140 20 24	24,50	25,83	17.19

VILLES.	LATITUDE.	LONGITUDE.	ANNÉE	HIVER.	ÉTÉ.
			mm.	mm.	mm.
Sagan.	51° 42' N.	13° 1' 36"	24,57	31,42	16,58
Fort Churchill.	58 47	96 24 24	22,76	30,72	18.79
Berlin.	52 31	11 1 36	25.24	33.07	17,33
Hambourg.	53 33	7 38 36	25,38	32,19	17 21
New-Haven (Connecticut).	41 10	74 50 24	25,29	33,18	14,46
Penzance.	50 12	7 52 24	25.42	33.32	18,68
Bruxelles..	52 31	2 1 36	25,65	32.64	18,90
Cambridge (Massachusets).	42 23	74 37 24	25,65	32,35	17,17
New-Bedford.	41 39	74 10 24	25,65	33,45	16,51
Gœttingue.	51 32	7 34 36	25.74	32,01	17,55
Iakouzk..	62 2	127 21 36	25,92	25,72	20,39
Tomsk.	59 59	80 49 36	26,01	31,58	17,66
Caterinenbourg.	56 50	58 14 36	26,64	34,81	19,67
Bristol.	51 27	4 55 24	26,73	34.13	19,92
La Haye.	52 5	1 58 36	26.94	34,90	18,54
Copenhague	55 41	10 13 36	27,77	34,49	20,03
Londres.	51 31	2 20 24	27,88	35,13	20,32
Franecker.	52 36	1 58 36	27,93	34,15	22,26
Gosport.	50 48	3 26 24	28,69	34,76	21,14
Middelbourg..	51 30	1 16 36	28,99	38,44	20,03
Boulouk.	53 55	170 49 24	28,99	34,88	19,22
Pétersbourg..	59 56	27 58 36	29,24	36,93	19.97
Tornéa..	65 51	21 49 36	29,73	38,42	21,61
Stockholm.	59 21	15 42 36	29,87	37,97	22,11
Abo.	60 27	19 59 36	29,96	37,20	19,76
Upsal.	59 52	15 18 36	30,16	36,88	21,43
Bergen..	60 24	3 00 36	31,27	37,13	22,74
Nain (Labrador).	57 8	63 40 24	32.35	40,61	24,45
Umeo.	63 50	17 54 36	32,39	39 50	22,66
Christiania.	59 55	8 28 36	33,05	41,87	22,06
Naes (Islande)..	64 30	22 35 24	35,91	....	.....

Ces nombres ne sont qu'approximatifs, car il est rare que les observateurs aient noté les extrêmes réels; mais leurs données se rapprochent d'autant plus de la vérité, les différences sont d'autant plus grandes que les observations journalières ont été plus multipliées. Toutefois nous pouvons tirer de ces matériaux quelques inductions générales. Nous voyons clairement que l'amplitude des variations accidentelles augmente à mesure qu'on s'éloigne de l'équateur, et nous pouvons apprécier l'influence de la position géographique. Quoique l'Inde soit située sous le même parallèle que les Antilles, cependant les oscillations y sont beaucoup plus grandes. Dans les latitudes plus élevées, on trouve d'autres relations. Les variations accidentelles sont beaucoup plus étendues sur la côte est de l'Amérique que sur la côte occidentale de l'Europe : le

maximum de la différence se trouve au point où le *Gulfstream* tourne à l'est, et où les isothermes sont très-rapprochées l'une de l'autre. Ainsi dans l'état de Massachusets (42° N.) les oscillations ont la même amplitude que 10 degrés plus au nord dans l'Europe occidentale; mais en pénétrant dans l'intérieur de l'ancien continent elles diminuent toujours, et paraissent croître de nouveau sur la côte orientale de l'Asie. Ainsi leur amplitude est égale à Gœttingue (lat. 51° 32' N., long. 7° 56' E.), Tomsk (lat. 56° 29' N. long. 82° 50' E.) et Iakoutzk (lat. 62° 2' N., long. 127° 24' E.).

Sur la côte ouest de l'Amérique, l'oscillation est la même à latitude égale que celle de la côte correspondante de l'Europe, comme le prouvent les observations faites à Sitcha et à Iloulouk; dans l'intérieur de l'Amérique elle est moindre que sur les côtes. Si l'on joint les points où l'amplitude est la même par des lignes, on obtient les courbes isobarométriques. J'entends par *ligne isobarométrique* de 4mm,51, par exemple, celle qui passe par tous les points dans lesquels la différence moyenne entre les extrêmes mensuels est de 4mm,51.

LIGNES ISOBAROMÉTRIQUES. — Si nous déduisons des amplitudes barométriques obtenues les latitudes auxquelles les lignes isobarométriques coupent les méridiens, nous construirons le tableau suivant :

LIGNES ISOBAROMÉTRIQUES.

OSCILLATION mensuelle moyenne.	AMÉRIQUE orientale.	EUROPE occidentale.	ALLEMAGNE et ITALIE.	RUSSIE d'Europe.	INDE et SIBÉRIE.
mm. 4,51	15°35'	15° 9'	21°15'	25° [illegible]	. . . .
9,02	23 55	26 17	29 38	31 51	25°36'
13,54	30 27	34 4	36 45	39 2	35 29
18,05	36 14	42 14	45 18	45 51	46 34
22,56	41 40	47 8	49 48	52 45	57 35
27,07	46 58	51 4	56 34	60 5	72 25
31,58	52 21	57 47	64 6	68 50	. . . .
36,09	58 1	65 22	73 48	85 58	. . . .

La traduction de ces chiffres en langage ordinaire est celle-ci : 1° les oscillations du baromètre sont très-petites à l'équateur; si nous pouvions les calculer de manière à éliminer complétement la variation diurne, nous trouverions qu'elles sont de 2 millimètres tout au plus. Dans la mer des Indes elles sont deux fois plus grandes, ce qui tient aux perturbations que les moussons déterminent dans l'atmosphère.

La ligne isobarométrique de 4mm,51 coupe la côte de l'Amérique du

Nord dans la baie de Honduras, puis se dirige droit vers l'est, atteint l'Afrique au nord du cap Vert, s'élève ensuite vers le nord, traverse l'Égypte, puis descend vers l'équateur, qu'elle atteint un peu à l'ouest du méridien, sous lequel se trouve la pointe de la presqu'île de l'Inde. Dans l'hémisphère austral elle se dirige de nouveau vers l'ouest.

La ligne isobarométrique de 9^{mm},02 coupe la côte orientale de l'Amérique à l'est de Zacatecas, puis elle s'élève vers le nord, atteint la côte occidentale de l'Afrique entre le cap Bojador et les îles Canaries, traverse la partie septentrionale du Fezzan et le delta du Nil; puis elle passe entre Bagdad et Bassora, s'incline fortement vers le sud, et se termine près de Calcutta.

La ligne isobarométrique de 13^{mm},54 touche la partie boréale du golfe du Mexique, atteint le vieux continent dans la partie nord du royaume de Fez, traverse la Sicile, atteint dans le voisinage de la Caspienne son point le plus boréal, et descend à l'est vers le sud.

La ligne isobarométrique de 18^{mm},05 coupe la partie sud de la baie de Chesapeake, puis s'élève brusquement vers le nord, passe par la partie septentrionale de la péninsule Ibérique, et ce mouvement vers le nord paraît se continuer jusque dans l'intérieur de l'Asie.

La ligne isobarométrique de 22^{mm},56 coupe la côte orientale de l'Amérique dans le voisinage de Boston, la côte occidentale de l'Europe au nord de l'embouchure de la Loire; se relève toujours vers le nord, et atteint sa limite boréale dans le voisinage de Krasnojarsk en Sibérie. A partir de ce point, elle descend de nouveau vers le sud.

La ligne isobarométrique de 27^{mm},07 coupe la côte orientale de l'Amérique dans l'État de New-Brunswick, atteint l'Europe dans le voisinage de Londres, traverse la Suède méridionale, passe entre Novogorod et Pétersbourg, et paraît atteindre la mer Glaciale dans le voisinage du cap Taimura. Dans l'intérieur de l'Amérique, elle passe à plusieurs degrés au nord de Fort-Churchill, s'incline ensuite vers le sud à mesure qu'elle s'avance vers l'ouest, et paraît se prolonger à plusieurs degrés au nord de Sitcha, puisque dans ce point l'amplitude de l'oscillation mensuelle moyenne n'est que de 25 millimètres; mais ensuite elle se dirige vers le sud-ouest, et laisse dans le nord Ounalaschka, où l'oscillation est de 29 millimètres.

La ligne isobarométrique de 27^{mm},07 passe par la partie méridionale du Labrador, la partie septentrionale de l'Écosse, la Norvége méridionale; elle passe au nord de Malo et se prolonge vers le nord.

Quoique l'on ne possède pas de longues séries d'observations dans le nord, cependant la direction des lignes fait voir qu'elles reviennent sur elles-mêmes comme les isothermes, et forment deux systèmes différents. Le centre de ces deux systèmes, ou les *pôles* des oscillations irrégulières du baromètre, ne se trouvent pas comme les pôles du froid

sur les deux continents, mais ils sont placés sur les mers qui les séparent.

Dans le sud de l'Afrique et dans la Nouvelle-Hollande, la grandeur des oscillations est la même que dans l'Europe occidentale; mais, dans leur trajet du cap de Bonne-Espérance à la Nouvelle-Hollande, ces lignes paraissent se rapprocher de l'équateur : c'est une conséquence de l'agitation de l'atmosphère dans la mer des Indes.

Lorsqu'en 1831 je fis connaître dans mon *Traité de Météorologie* la direction des lignes isobarométriques déduite des faits existants, j'annonçai que cet essai devait être considéré seulement comme le prodrome d'un travail plus étendu. Je suis forcé de répéter ici cette observation. La variabilité des éléments d'un calcul semblable nécessite un très-grand nombre d'observations faites dans des localités très-rapprochées. Or, si les séries barométriques connues sont suffisantes pour l'Europe, elles ne le sont pas pour les autres parties du monde. Depuis que j'ai publié cet ouvrage, on possède un plus grand nombre d'observations; cependant leur accroissement n'a pas été tel, qu'il puisse changer notablement les résultats obtenus.

De Saussure, qui a tant contribué aux progrès de la météorologie, disait que toute hypothèse destinée à expliquer les oscillations barométriques devait rendre compte de leur accroissement avec la latitude. La liaison qui existe entre les changements de température et les changements de pression rend compte de cet accroissement et de la courbure des lignes isobarométriques. Les variations thermométriques tiennent, comme nous l'avons dit précédemment, à ce que les vents mêlent des couches d'air de température différente, en transportant ces masses du nord au sud ou du sud au nord. Plus nous nous éloignons de l'équateur, plus la température moyenne de l'année et des saisons varie pour une même distance latitudinale. La température moyenne de l'équateur est de 27°,5; celle de Ténériffe, de 21°,7 : ainsi, pour une différence en latitude de 28°,30′, la différence de température n'est que de 5°,8. Mais, si nous allons de Ténériffe à Édimbourg, dont la moyenne est de 8°,6, nous aurons pour une même différence latitudinale de 28° une différence de 13°,1 entre les températures moyennes de ces deux points. Ajoutez à cela qu'Édimbourg se trouve sous un méridien remarquable par l'élévation de sa température. Si nous avions choisi une ville située dans l'intérieur du continent, la différence eût été plus grande encore. Admettons, pour plus de simplicité, qu'une contrée reçoive l'air provenant de deux autres situées l'une au nord, l'autre au sud, mais équidistantes en latitude; la différence des températures sera d'autant plus grande que ces lieux sont plus éloignés de l'équateur, et les oscillations barométriques croîtront dans le même rapport. Dans les latitudes élevées nous avons des changements brusques dans la direction du vent.

l'aspect du ciel et la hauteur du baromètre. Entre les tropiques, les vents alizés font circuler un air dont la température est uniforme : le thermomètre reste donc presque stationnaire, et les températures moyennes du même mois, considérées dans plusieurs années différentes, varient beaucoup moins que dans les hautes latitudes. Nous ne trouvons de variations notables du baromètre que dans les parages, tels que la mer des Indes, où des changements dans la direction des vents amènent des changements correspondants dans la température.

Quand la température moyenne de l'air change très-rapidement sous le même parallèle, alors les oscillations barométriques sont plus fortes que dans le cas contraire. Le sommet de la courbe des isothermes passe par l'Angleterre occidentale; mais, si nous pouvions déterminer la température moyenne des points situés sur la mer en utilisant les innombrables observations faites par les navigateurs, alors il est probable que le sommet serait reporté dans l'océan Atlantique. Ainsi donc les changements de température dus à l'alternance des vents de N.E. et de S.O. doivent être plus notables dans les Iles Britanniques que dans l'intérieur du continent; aussi les oscillations barométriques sont-elles plus marquées en Angleterre. Même phénomène sur la côte orientale de l'Amérique, [illegible] chaud du *Gulfstream* et les vents refroidis dans les solitudes glacées du Canada déterminent des variations considérables dans la température.

La direction de ces vents tend à exagérer ces variations; quand les vents de S.O. soufflent en Europe pendant l'hiver, ils agissent non-seulement en vertu de leur haute température, qui détermine une diminution notable dans la pression; mais en même temps le ciel, habituellement couvert, s'oppose au rayonnement du sol, qui se réchauffe à la surface : aussi l'air s'écoule-t-il en plus grande proportion dans les régions supérieures que si les vapeurs ne s'étaient pas condensées en nuages. Réciproquement, lorsque des vents soufflent de l'est, le ciel est serein et le refroidissement du sol très-considérable, d'où augmentation de la pression. Dans l'intérieur du continent, où les vents de mer arrivent chargés d'une moindre quantité de vapeurs, le ciel est en général plus pur, l'échauffement du sol moins marqué, et le baromètre plus tranquille.

De ce fait, que le décroissement de la température avec la latitude est d'autant plus rapide qu'on s'éloigne davantage de l'équateur, on peut tirer une seconde conséquence. Si l'on admet que les deux vents qui font monter ou descendre le baromètre amènent toujours de l'air provenant de contrées situées sur la circonférence d'un cercle au centre duquel l'observateur se trouve placé, on comprend que, par des vents chauds soufflant du sud, le baromètre descende moins au-dessous de la moyenne qu'il ne monte par des vents du nord, qui sont relativement

plus froids. Tous ces changements oscillant autour de la moyenne, le baromètre doit baisser plus lentement qu'il ne monte : l'observation confirme cette prévision. Si nous comptons les cas dans lesquels le baromètre monte à partir d'une heure quelconque jusqu'à la même heure du jour suivant, ce nombre est à celui des cas dans lesquels il a baissé comme 10 est à 11; c'est-à-dire que le temps que le baromètre met à monter d'une certaine quantité est à celui pendant lequel il baisse de la même quantité comme 10 est à 11. Or, comme il monte par les vents du nord, ceux-ci entraînent une masse d'air qui est à celle que les vents du sud peuvent entraîner comme 11 est à 10. Ce fait nous explique une circonstance difficile à comprendre dans le tableau des rapports des vents (p. 45). Nous avons trouvé en effet que les vents du nord soufflaient moins souvent que ceux du sud, sous le rapport approché de 10 à 11,8 : si donc ils entraînaient autant d'air que ceux du nord, l'atmosphère finirait par se porter vers le pôle; mais nous venons de voir que les vents du nord, comparés à ceux du midi, entraînent une masse d'air plus grande dans la même proportion à peu près, savoir, comme 10 est à 11,3.

ÉTAT DU BAROMÈTRE PENDANT LA PLUIE. — Déjà **Toricelli** avait remarqué que le baromètre était bas à l'approche de la pluie; on admit comme positif que la diminution de pression doit amener la pluie, tandis que le temps doit rester beau tant que le baromètre est haut. Si cette coïncidence n'a pas lieu, alors ce sont des lamentations sans fin sur l'inexactitude du baromètre en général, ou des accusations contre celui que l'on observe en particulier. Il serait mieux de gémir de ce qu'un préjugé peut s'enraciner à ce point dans la grande généralité des esprits.

La loi qui préside à toutes les oscillations du baromètre, lesquelles n'indiquent que des différences de température entre des contrées peu éloignées, trouve encore ici son application. Si la baisse de la colonne précède ordinairement la pluie, cela tient à la position particulière de l'Europe : en effet, les vents de S.O., qui sont les plus chauds, font baisser le baromètre; ce sont aussi ceux qui nous amènent la pluie : de là la coïncidence observée. Les vents froids du N.E., au contraire, élèvent la colonne barométrique et s'accompagnent presque toujours d'un ciel pur et serein.

Pendant longtemps les physiciens s'efforcèrent vainement d'expliquer la relation qui lie ces deux phénomènes; **Deluc** est le premier qui l'ait indiquée d'une manière générale; et, quoique son hypothèse ne soutienne pas une discussion approfondie, elle est cependant généralement adoptée. Un décimètre cube de vapeur d'eau étant moins lourd qu'un décimètre cube d'air, **Deluc** explique toutes les oscillations barométriques par la plus ou moins grande proportion de vapeur d'eau contenue dans l'atmo-

sphère. En effet, quand un certain volume d'air absorbe une certaine quantité de vapeur, il se dilate; l'atmosphère dans ce point est plus haute que dans les points environnants, une partie de l'air s'écoule de tous côtés, et la pression de la partie restante est moindre, à cause de la proportion de vapeurs qu'elle contient. Ce principe établi, il en déduit une foule de conséquences dont voici les plus importantes :

1° Lorsque l'air chargé de vapeurs qui vient de la mer parcourt le continent, la pression atmosphérique diminue sur tout le trajet qu'il parcourt, et le baromètre baisse. 2° Si ces masses d'air humide s'accumulent dans une contrée, les vapeurs finissent par s'élever dans les régions supérieures de l'atmosphère, où elles forment des nuages. Alors le baromètre baisse de plus en plus; non parce que les nuages diminuent le poids de l'atmosphère, mais parce que la proportion de vapeur va toujours en augmentant. 3° Les vésicules des nuages finissent par se réunir, et alors la pluie tombe. 4° Quand le ciel est serein et l'air humide, le baromètre baisse si la rosée est abondante. 5° Le baromètre baisse par les vents du sud et de l'ouest, parce qu'ils nous amènent de l'air humide; il monte au contraire sous l'influence des vents secs de l'est et du nord : aussi pleut-il avec les premiers, tandis qu'il fait beau temps avec les derniers. 6° Si le ciel est pur avec des vents du sud, ou couvert avec les vents du nord, le baromètre ne l'indique pas. 7° L'arrivée de l'air chargé de vapeurs vient-elle à cesser pendant la pluie, alors celle-ci entraîne les vapeurs vers la terre; l'air sec afflue de tous côtés, la pression augmente, le baromètre monte, et l'on peut affirmer que la pluie sera de courte durée. 8° Le baromètre commence-t-il à monter uniquement parce que le vent chargé de vapeurs ne souffle plus, alors la pluie peut continuer encore tant que les nuages sont assez denses pour se résoudre en eau; mais, si le vent saute au N.E., ce vent sec dissout les vapeurs, et les nuages se dissipent instantanément. 9° Quand les vapeurs accumulées dans une région montent dans l'atmosphère, elles se condensent en nuages; il peut alors s'élever un vent qui souffle uniquement dans les régions élevées de l'atmosphère, et chasse les nuages vers un pays où le baromètre est élevé : il y pleuvra sans que le mercure baisse, parce que ce vent n'arrive pas chargé de vapeurs. Il pleut donc dans ce pays, quoique le baromètre soit haut; et il ne pleut pas dans celui où les nuages se sont formés, quoiqu'il soit bas. 10° Le baromètre indiquant l'état de la colonne d'air tout entière, et l'hygromètre seulement celui de l'air au lieu de l'observation, la marche des deux instruments peut être fort différente. 11° La chaleur dilate l'air et diminue son poids; elle agit encore bien plus énergiquement sur les vapeurs. Plus la moyenne de l'hiver différera de celle de l'été, et plus la proportion de vapeur d'eau sera différente dans ces deux saisons, plus aussi les oscillations barométriques seront grandes. Car, si pendant l'été l'air est chaud et qu'il se charge en

outre de vapeurs, le baromètre doit baisser : aussi, dans le Nord, où la différence entre la température de l'hiver et celle de l'été est très-grande, le baromètre oscille beaucoup, tandis qu'il est presque immobile dans le voisinage de l'équateur.

Cette théorie fut accueillie avec beaucoup de faveur, parce qu'elle embrassait mieux que toutes celles qui l'avaient précédée l'ensemble des phénomènes. Toutefois son auteur lui-même l'a tellement modifiée par la suite, qu'il n'a pas craint de soutenir que l'air se métamorphosait en vapeur d'eau et même en eau sous l'influence de certaines affinités, pour repasser ensuite à l'état d'air dans des circonstances différentes. Les conséquences de détail restaient les mêmes. Mais l'idée fondamentale de l'hypothèse de **Deluc** est contraire aux plus simples notions de physique et de chimie; car, quand les éléments de l'air se combinent, c'est de l'acide azotique, et non pas de l'eau qui se produit. Déjà **de Saussure**, compatriote et contemporain de **Deluc**, avait montré que les oscillations barométriques ne dépendent pas uniquement des vapeurs; ses arguments ont été corroborés par tous les travaux postérieurs des physiciens sur ce sujet, et cependant l'hypothèse de **Deluc** est reproduite dans presque tous les traités de physique et de météorologie de la fin du siècle dernier et du commencement de celui-ci; rarement les objections de **de Saussure** s'y trouvent consignées. Je crois que, sans être persuadés de la vérité des assertions de **Deluc**, ses contemporains les adoptèrent pour n'avoir pas la peine de les réfuter. **Deluc** avait édifié un système complet de météorologie, facile à comprendre et à exposer; **de Saussure**, au contraire, n'avait donné que des fragments météorologiques disséminés dans ses *Voyages dans les Alpes* et dans son *Essai sur l'hygrométrie*. Il était difficile de les réunir et de les coordonner pour les opposer à **Deluc** : on préféra les négliger.

Après avoir déterminé la quantité de vapeur contenue dans l'air aux divers degrés du thermomètre et de l'hygromètre à cheveu, **de Saussure** fit connaître un grand nombre de faits qui ne s'accordaient pas avec la théorie de **Deluc**; car, si les vapeurs agissaient comme il le prétendait, les variations barométriques devaient être énormes. Supposons en effet que le point de rosée fût à 25° : la tension de la vapeur ferait équilibre à une colonne de mercure de 23 millimètres; si toute cette vapeur se précipitait ensuite à l'état d'eau, ce qui n'arrive jamais, le baromètre remonterait de la même quantité. Mais dans nos contrées on n'observe jamais de telles différences dans la quantité de vapeur d'eau, tandis que les extrêmes des oscillations barométriques dépassent de beaucoup 23 millimètres. De plus, c'est dans les pays et la saison où la chaleur est la plus forte et l'évaporation très-active que l'on devrait observer les plus grandes oscillations, c'est-à-dire en été et aux environs de l'équateur : or l'expérience montre précisément le contraire.

L'hypothèse de **Deluc** repose sur un principe dont **Dalton, Gay-Lussac** et d'autres ont prouvé la fausseté. A tension égale, un volume d'air humide pèse moins qu'un volume égal d'air sec; mais, lorsque l'eau s'évapore tranquillement à l'air libre, les vapeurs montent à travers les interstices des particules aériennes, sans avoir d'influence par leur poids ou leur élasticité sur les mouvements de l'air. La pression atmosphérique s'est donc accrue du poids de la vapeur d'eau. Toutes choses égales d'ailleurs, le baromètre doit donc se tenir plus haut dans l'air humide que dans l'air sec. L'observation semble contraire à cette assertion, puisque c'est par les vents chargés de vapeurs que le baromètre est le plus bas. Mais les vents de S.O., qui nous amènent la pluie, sont aussi les plus chauds de tous : ils tendent à élever la colonne barométrique par la pression de leur vapeur, et à l'abaisser par leur température. Cette dernière influence étant la plus énergique, la pression diminue, et c'est par leur température que les vents de mer abaissent le baromètre dans nos climats. Dans d'autres pays ils agissent d'une manière différente : ainsi **Flinders** a fait voir, dans un travail sur les oscillations barométriques sur les côtes de la Nouvelle-Hollande, qu'en dehors des tropiques les vents secs qui soufflent de la terre font baisser le baromètre; ce qui s'explique très-bien par les remarques de **Péron** sur la température élevée de ces vents. A l'embouchure de la Plata, le baromètre se tient plus haut par les vents de mer orientaux que par les vents d'ouest qui soufflent de la terre.

Dans ces recherches, nous devons distinguer d'abord l'état du baromètre pendant les pluies continues, et celui qui accompagne des averses courtes et isolées. Si celles-ci sont fréquentes et dues à des nuages qui s'approchent du zénith, on peut compter sur une ascension du baromètre de plusieurs dixièmes de millimètre : c'est ce qui arrive souvent à l'approche des orages; quelquefois aussi le baromètre redescend à son point de départ lorsque le nuage s'éloigne. Pendant les orages on peut même affirmer que le plus fort est passé lorsque le baromètre cesse de monter ou commence à descendre; cela tient à ce que la pluie qui tombe refroidit les couches inférieures de l'atmosphère, et que de tous les côtés des masses d'air viennent affluer vers ce point. Il arrive aussi que le baromètre monte régulièrement pendant plusieurs jours; dans ce cas, les vents du sud ont été chassés par les vents du nord, et là où ils se rencontrent le mélange des couches d'air de température inégale a amené la condensation des vapeurs, alors le baromètre monte sous l'influence de ces vents froids : c'est ce qu'on voit pendant les orages en hiver. Si l'orage vient du sud et que le baromètre baisse, il remontera après les premiers éclairs.

Mais, en général, par les temps de pluie le baromètre se tient à 5 millimètres environ au-dessous de sa moyenne, hauteur qui corres-

pond aux vents de sud et de S.O. M. **de Buch** a comparé l'élévation du baromètre par les temps de pluie à Berlin, et il a obtenu les résultats suivants :

HAUTEUR DU BAROMÈTRE A BERLIN PAR LES TEMPS DE PLUIE.

	mm.
N.	754.39
N.E.	755 93
E.	756.09
S.E.	751,26
S.	749.16
S.O.	750,20
O.	753,85
N O.	755,79

(*Voy.* l'Appendice, fig. 34.)

Toutes ces hauteurs sont moindres que celles qui accompagnent en général les mêmes vents; il en résulte qu'on ne doit s'attendre à des pluies continues que dans le cas où le baromètre se tient au-dessous de la hauteur correspondant au vent régnant. Ces phénomènes sont en rapport avec ce que nous avons dit sur la formation de la pluie. Dès que les vents de S.O. s'élèvent, il y a diminution de pression et formation de *cirrus;* mais c'est seulement si le vent continue et si le baromètre baisse de plus en plus que la quantité de vapeurs devient assez considérable pour se précipiter sous forme de pluie : aussi avec ces vents la hauteur barométrique est-elle moindre que leur moyenne générale. Mêmes phénomènes pour les vents du nord : dès qu'ils commencent à souffler, le baromètre monte; mais, comme ils se mêlent à un air que les vent précédents de l'ouest ont chargé de vapeurs, ils déterminent la précipitation de la pluie par l'influence de leur température. S'ils continuent à souffler, l'air se dessèche, le baromètre monte, et le beau temps revient.

Ainsi on a raison de marquer sur les baromètres ordinaires du mot *pluie* un point situé à 4 ou 5 millimètres au-dessous de la moyenne annuelle; mais il ne faut jamais perdre de vue deux circonstances, la direction du vent et l'état de l'atmosphère au moment de l'observation.

M. **Dove** a étudié avec soin l'influence du vent, et je crois ne pouvoir rien faire de mieux que de rapporter ses conclusions. Il s'appuie sur sa théorie de la rotation des vents de l'est par le sud à l'ouest (voy. p. 47), et, partant des principes qu'il a établis, il en déduit les conséquences suivantes :

1° A l'ouest de la rose des vents, un vent froid succède à un vent chaud; à l'est, au contraire, un vent chaud succède à un vent froid :

car le N.O. est plus froid que l'ouest, le S.E. plus chaud que le sud. (Voy. p. 147–8.)

2° A l'ouest, le vent du nord, qui est plus pesant, chasse plus vite le vent du sud, qui est plus léger. A l'est, le vent du sud ne repousse pas aussi vite le vent du nord; aussi le baromètre descend-il plus souvent qu'il ne monte, mais il monte plus vite qu'il ne descend.

3° A l'ouest de la rose des vents, l'élasticité de la vapeur d'eau du vent qui suit est moindre que celle du vent qui précède; c'est le contraire à l'est : le N.O. est moins humide que l'ouest, le S.E. est plus chargé de vapeurs que le vent d'est.

4° A l'ouest, le vent froid souffle dans le bas et se substitue de bas en haut au vent du sud, qui le précédait; à l'est, le vent chaud arrive d'en haut et se substitue au vent froid de haut en bas. En même temps la vitesse du vent diminue à l'ouest du sud au nord, et augmente à l'est du nord au sud.

Il résulte de ces faits que le nombre des précipitations de vapeur aqueuse (eu égard à la fréquence relative des vents) est plus grand à l'ouest qu'à l'est; cela ne tient pas uniquement à la tension de la vapeur d'eau, car il pleut beaucoup plus par le vent d'ouest que par celui de S.E., quoique l'élasticité de leur vapeur d'eau soit sensiblement la même. A l'ouest, un vent froid succédant à un vent chaud; à l'est, un vent chaud à un vent froid, on peut expliquer pourquoi l'on disait que la capacité pour la vapeur augmentait à l'est et diminuait à l'ouest. La pluie dépendra de la prédominance du vent humide ou du vent sec. L'irruption des vents du nord à l'ouest et la prédominance graduelle des vents du sud à l'est font qu'à l'ouest il y aura un mélange subit de couches d'air inégalement chauffées, à l'est une substitution lente d'un vent à l'autre. C'est donc entre le sud et l'ouest que nous aurons le plus de pluie, et le moins entre le nord et l'est; car, à cause de la rotation rapide du sud au nord, les différences de température des vents qui se mêleront à l'ouest seront plus grandes que celles des vents d'est, et pour la même raison les pluies s'élèveront plus vers le nord dans la région de l'ouest que dans l'autre. Mais, comme c'est en hiver que les températures des vents diffèrent le plus, il y aura plus de pluies en hiver qu'en été, et en même temps la rotation du vent sera plus rapide; par le N.E. il neigera plus souvent qu'il ne pleuvra.

Si un mélange instantané des vents est une condition favorable à la précipitation de la vapeur aqueuse, il s'ensuivra que, pendant la pluie, le baromètre doit monter rapidement à l'ouest et baisser à l'est. Le vent, il est vrai, ne parcourt pas régulièrement tous les azimuths de la rose des vents; il saute souvent en sens contraire, surtout à l'ouest. Mais il résulte de ce que nous avons dit qu'à l'ouest un changement dans la direction du vent, dans un sens opposé à la rotation normale,

se combine rarement avec une précipitation de vapeur aqueuse; à l'est, au contraire, les changements rares et exceptionnels dans le sens de la rotation seront accompagnés de pluie : ainsi, avec le baromètre qui monte, on verra plutôt de la pluie à l'est qu'on n'en observera à l'ouest avec le baromètre qui descend. La hausse du baromètre pendant le vent pluvieux sera donc plus grande à l'ouest que sa hausse moyenne par des vents d'ouest. Pour des vents d'est pluvieux, au contraire, la baisse sera moindre que la moyenne pour les vents d'est en général; mais, à cause de la rotation normale, ces pas rétrogrades doivent être compensés par des pas en avant. Toutefois une marche rétrograde étant beaucoup plus fréquente à l'ouest qu'à l'est, il s'ensuit que la baisse du baromètre avec des vents d'ouest indiquera une pluie prochaine, parce que le vent devra de nouveau tourner au nord, nouvelle cause de pluie dans la moitié occidentale de la rose des vents. Une pluie continue n'est pas une précipitation unique, mais la répétition fréquente du même phénomène, que la girouette indique en tournant toujours de l'ouest au S.O., et le baromètre en oscillant sans cesse.

M. **Dove** a prouvé la justesse de ces prévisions en étudiant des observations de Paris; car il en résulte que pendant la pluie le baromètre baisse avec les vents d'est et monte avec les vents d'ouest. Les observations de Stockholm conduisent au même résultat. En prenant pour point de départ le vent qui soufflait à 2 heures de l'après-midi, j'ai déterminé la quantité dont le baromètre avait monté (+) ou baissé (—) tous les jours depuis 6 heures du matin jusqu'à 9 heures du soir; j'ai calculé le même élément pour les jours qui précédaient la pluie, et j'ai construit le tableau suivant :

NOMBRE DE MILLIMÈTRES DONT LE BAROMÈTRE DIFFÈRE DE SA HAUTEUR A 2 HEURES LES JOURS ET LES VEILLES DES JOURS DE PLUIE, A STOCKOLM.

VENTS.	JOUR avant la pluie.	JOUR de pluie.
N.	mm. +0,947	mm. +1,354
N.E.	+0,135	+0,995
E.	—0,023	—0,925
S.E.	—1,128	—1,467
S.	—0,925	—1,377
S.O.	—1,602	—0,609
O.	+0,295	+0,496
N.O.	+0,699	+2,391
Moyenne.	—0,205	+0,383

(*Voy.* l'Appendice, fig. 35.)

Ce tableau prouve d'une manière péremptoire qu'en moyenne le baromètre baisse avant la pluie et monte tandis qu'elle tombe; mais en même temps par les vents d'est, avec lesquels le baromètre descend, cette baisse est plus rapide le jour de la pluie que le jour qui la précède. Quelque chose d'analogue se passe pour la hausse avec les vents d'ouest.

L'ascension rapide qui accompagne la rotation de l'ouest au nord fournit, suivant M. **Dove**, un moyen simple de trouver dans un lieu donné le sens de la rotation; dix observations avec le N.O. sont suffisantes pour cela. Lorsqu'on confondait les phénomènes de l'ouest avec ceux de l'est, on voulait toujours que le baromètre montât ou descendît avant la pluie, et l'on s'engageait ainsi dans un dédale inextricable de contradictions. Lorsque, dans le conflit des vents du sud et du nord qui soufflent dans la demi-circonférence occidentale de la rose des vents, toute la vapeur en excès des premiers s'est précipitée, alors le N.E., qui coule d'un pays plus froid dans un pays plus chaud, et dont la capacité pour la vapeur d'eau s'accroît sans cesse, ne précipite point de vapeur aqueuse à l'état de pluie ; aussi a-t-on mis *beau temps* ou *très-sec* en face du point où se tient la colonne barométrique lorsque ce vent souffle. Le baromètre vient-il à descendre, on dit : Il va pleuvoir; on devrait dire : Le vent du sud va souffler de nouveau. Si l'on entend par baisse avant la pluie le temps pendant lequel le vent va du N.E. à l'est et au sud, alors, sans contredit, le baromètre baisse avant la pluie. Mais on voit que c'est réunir deux phénomènes qui n'ont aucun rapport ensemble; et la théorie donnée d'abord par **Leibnitz,** puis reproduite sous tant de formes, sera toujours incomplète, parce que, pour le cas de rotation irrégulière ou en sens contraire, les phénomènes sont opposés dans les deux demi-circonférences est et ouest de la rose des vents.

En comparant la marche de la température à celle des vents, et surtout la marche de l'instrument depuis le matin jusqu'au soir avec des vents différents (*voy.* p. 149), M. **Dove** est arrivé aux résultats suivants :

Dans la demi-circonférence occidentale de la rose des vents, la neige succède à la pluie; dans l'autre, c'est le contraire.

De la neige avec des vents d'ouest annonce de nouveaux froids; avec des vents d'est, elle précède la chaleur. Le proverbe *nouvelle neige, nouveau froid,* est juste, parce qu'il neige plus souvent avec les vents d'ouest qu'avec ceux de l'est.

Veut-on appliquer ces principes aux variations accidentelles, alors ils se traduisent ainsi : de la neige avec baisse du baromètre se transforme en pluie; la pluie avec hausse du baromètre se change en neige. La neige avec le baromètre montant annonce un froid plus rigoureux; avec la baisse, une température plus douce.

Il en résulte aussi qu'il ne saurait neiger par un grand froid; car,

lorsque le vent du nord devient dominant et chasse celui du sud, il n'y a plus excès de vapeur d'eau dans l'atmosphère.

Une température constamment élevée après la pluie annonce de nouvelles pluies, car à l'est elle dépent de la prédominance régulière du vent méridional. A l'ouest, elle provient d'un changement dans un sens contraire à celui de la rotation régulière, changement qui doit être compensé par le retour de l'état normal, et amener par conséquent une nouvelle précipitation de vapeur aqueuse.

Dans la moitié occidentale de la rose, le vent le plus froid souffle en bas, comme étant plus lourd; dans la moitié orientale, le plus chaud absorbe peu à peu le plus froid de haut en bas. Avec la pluie, le vent d'en bas aura donc en moyenne une hauteur barométrique plus grande que celui d'en haut; aussi la hauteur du baromètre pendant la pluie sera-t-elle moindre que la moyenne du vent en général, puisque c'est pendant la pluie que l'un chasse l'autre. La différence qui existe entre la hauteur barométrique d'un vent de pluie et la hauteur moyenne du même vent dépendra de la valeur barométrique des vents et de la rapidité avec laquelle ils se remplacent. En hiver, les différences barométriques des vents atteignent leur *maximum* et leurs changements sont très-brusques; aussi à cette époque la différence entre la moyenne pluviale d'un vent et la moyenne générale est-elle aussi grande que possible. Dans les hautes latitudes, la vapeur aqueuse tombe à l'état de neige : c'est donc avec la neige que le baromètre se tient le plus au-dessous de la moyenne générale; mais, s'il tombe de la pluie et de la neige pendant la même rotation dans la rose des vents, alors la pluie correspond à la moindre hauteur.

La substitution de bas en haut du vent le plus froid au vent le plus chaud sur le côté occidental du compas annonce simultanément la formation de nuages, leur précipitation à l'état de neige ou de pluie, et une hausse barométrique. Souvent le vent précède les autres phénomènes, tandis qu'à l'est la formation des nuages précède le vent. A l'ouest, la formation des nuages se fait de bas en haut, à l'est de haut en bas. Quand les nuages cessent de se former, comme le vent du nord devient dominant, on dit qu'ils se déchirent; phénomène fort différent de la dissolution des *cumulus*, qui a lieu lorsque dans les beaux jours le courant ascendant vient à cesser. Les formations brusques des nuages appartiennent à l'ouest, où se font les mélanges rapides; leur développement successif se fait à l'est : le *cumulo-stratus* correspond à l'occident, le *cirrus* à l'orient. Celui-ci est une précipitation due à l'intervention d'un vent plus méridional; celui-là, une précipitation déterminée par un vent froid qui pénètre dans un air chaud.

Dans nos climats, les choses se passent le plus souvent ainsi; toutefois, en comparant la marche du baromètre avec les modifications de

l'atmosphère, on observera souvent une succession différente dans les phénomènes. N'oublions pas d'abord que la direction du vent varie quelquefois sur des points très-rapprochés; on rattache donc la hauteur barométrique à un vent auquel elle ne correspond pas. En outre, il faut non-seulement tenir compte de la température et de l'humidité de la masse d'air qui arrive, mais encore des mêmes éléments dans l'air qui environne l'observateur. Cet air est-il très-humide, alors la pluie sera bien plus probable que dans le cas contraire. Un tel état relatif peut régner pendant des saisons entières, auxquelles il imprime son caractère. Je rappellerai sous ce point de vue les deux étés de 1834 et de 1838. Pendant le premier, les vents d'est dominèrent, et il a été remarquablement chaud. Pendant que le baromètre baissait, le ciel se couvrait de *cirrus;* puis venaient des *cumulus* épais, d'un bleu foncé; la pluie semblait prochaine, on s'attendait à un orage; mais bientôt les vapeurs se dissipaient dans l'atmosphère. C'est tout au plus s'il tombait quelques gouttes de pluie, et au bout de quelques heures les nuages avaient disparu. Dans l'hiver humide et froid de 1838, les choses se passèrent différemment. Les vents de S.O. remplissaient tellement l'atmosphère de vapeurs, qu'elle était toujours saturée, et chaque changement de vent, chaque oscillation du baromètre était accompagnée de pluies violentes. A peine les nuages étaient-ils déchirés que le vent humide de la mer en amenait de nouveaux, sans que le vent d'est pût jamais les chasser.

Il ne faut jamais perdre de vue toutes ces circonstances, si l'on veut juger la valeur des oscillations barométriques. Ajoutez à cela que les instruments météorologiques ne nous disent que ce qui se passe dans le point où ils se trouvent. Si nous pouvions connaître la chaleur moyenne et le degré d'humidité ainsi que la direction du vent de toutes les régions de l'atmosphère, alors nous pourrions prévoir le temps avec une grande certitude. Un seul exemple suffit pour le prouver. Supposons qu'à la hauteur de 1,300 mètres le point de rosée soit à zéro : si la température est seulement à 1° au-dessus de zéro, il se formera tout au plus quelques nuages isolés que le soleil dissipera sans peine; si la température s'abaisse au contraire à — 1°, il tombera de la pluie. Mais à ces hauteurs il y a des variations de température bien plus fortes, quand même le thermomètre ne bouge pas à la surface de la terre. Jusqu'ici nous manquons d'observations faites sur des points plus élevés pour prouver cette assertion par des faits; car le petit nombre de points dans les Alpes, dont nous possédons des séries un peu longues, sont situés dans des vallées où des courants locaux changent la direction des vents généraux. Une comparaison des observations faites pendant un an par l'aubergiste qui habite le Brocken (1,140^{m}) avec celles de Halle le montre de la manière la plus évidente. En moyenne, le thermomètre se tient sur le Brocken à 5°,84 plus bas qu'à Halle; toutefois cette diffé-

rence varie avec les différents vents. Les différences de température sont plus fortes les jours où il neige ou pleut à Halle.

DIFFÉRENCES DE TEMPÉRATURE ENTRE HALLE ET LE BROCKEN PAR LES DIFFÉRENTS VENTS ET LA PLUIE.

VENTS.	MOYENNE générale.	JOURS de pluie.
N.	5°,78	6°,53
N.E.	5 ,70	6 .10
E.	5 ,01	6 ,44
S E.	4 ,51	4 ,86
S.	5 ,05	6 ,26
S O.	6 ,24	6 ,56
O.	6 ,51	5 ,96
N.O.	6 ,62	6 ,05

(*Voy.* l'Appendice, fig. 36.)

Plusieurs conséquences résultent de ce tableau. D'abord la différence de température entre Halle et le Brocken est moindre de 1°,9 par les vents d'est que par les vents d'ouest; donc le décroissement de la température est moins rapide par les vents d'est que par ceux de l'ouest, et cette différence est le tiers environ de la différence de température des deux points. Il en résulte une conséquence que nous avons déjà indiquée (p. 92–3). Si l'on compare l'humidité relative des vents d'est et des vents d'ouest, on pourra croire, d'après des observations hygrométriques faites dans la plaine, que la différence n'est pas aussi grande que la fréquence des pluies semble l'indiquer. Mais avec les vents d'est le décroissement de la température est beaucoup plus lent; et, si la tension de la vapeur diminue dans la même proportion, la température de l'air par les vents d'est ne se rapproche pas autant du point de saturation que par les vents d'ouest, et la pluie est moins probable, quand même dans le bas l'hygromètre serait plus près du point de saturation; c'est ce qui arrive principalement en hiver. En 1838, pendant les mois de janvier et de février, l'air était habituellement saturé de vapeur d'eau, et cependant il n'y avait pas un nuage au ciel; mais dans ce cas les couches inférieures étaient tellement refroidies par le rayonnement, que sur le Brocken le thermomètre se tenait quelquefois de 10° plus haut qu'à Halle.

Nous voyons ensuite qu'avec la pluie la différence de température de la plaine et de la montagne est plus grande que la différence moyenne. Exceptant le S.E., qui amena rarement de la pluie, la différence est plus

grande que la moyenne 5°,84, et avec ce vent seulement le décroissement de la température est moins rapide que le décroissement moyen. Ainsi, tout étant égal d'ailleurs, la pluie est d'autant plus probable que le décroissement de la température avec la hauteur est plus rapide; et, si nous connaissions ce décroissement, les indications du baromètre seraient souvent bien plus intelligibles pour nous[1].

De longues séries mettraient ces faits hors de doute. En effet, le décroissement de la température variant suivant les saisons et même les heures du jour (voy. p. 196), j'ai pris chaque jour les vents régnants à 6 heures, 2 heures et 10 heures du soir; j'ai comparé les moyennes obtenues pour chaque vent avec la moyenne générale du mois, j'ai agi de même pour les moyennes qui régnaient pendant la pluie, et les ai comparées avec la moyenne générale du mois pendant la pluie. L'hiver où j'ai observé a été remarquable par la prédominance des vents secs de l'est. Le décroissement de la température étant alors plus lent qu'en moyenne, il est certain que la différence de température obtenue est plus petite que celle qui résulterait de plusieurs années d'observations. Même remarque pour les vents d'ouest qui régnèrent pendant tout l'été. Des séries de plusieurs années feront encore mieux ressortir les différences des moyennes qui se rapportent aux différents vents et à la pluie; car certains vents n'ont jamais été accompagnés de pluie en hiver. D'autres ont été constamment pluvieux en été : aussi leur température, lorsqu'ils sont accompagnés de pluie, n'est-elle pas assez différente de leur moyenne générale.

DU BAROMÈTRE PENDANT LES TEMPÊTES. — Lorsque la température est très-élevée sur un point de la terre et très-basse sur les autres, alors l'équilibre ne peut plus subsister, une partie de l'air s'écoule des régions plus chaudes vers les régions plus froides, et la pression est différente dans des pays plus ou moins éloignés. Rarement ces changements s'opèrent sans agitation : l'air se meut avec vitesse, et il en résulte des tempêtes. Le baromètre oscille et baisse rapidement pour remonter de même. Ces oscillations caractéristiques se font à de courts intervalles; elles sont irrégulières, et doivent être regardées comme une conséquence de l'inégalité de pression qui détermine la tempête. Ce que nous avons dit des vents confirme pleinement cette opinion. Les tempêtes continues (car je ne parle pas de celles qui ne

[1] Les observations faites dans les Alpes et sur le Brocken justifient la loi d'un décroissement de température plus rapide pendant la pluie. Les mêmes faits ont été constatés par la Commission française dans des latitudes très-élevées de l'Europe, sur le Tyvefield (latitude 70° 37', altitude 418m), et sur le Sloadberg au Spitzberg (latitude 77° 30', altitude 560m). Les observations de température aérienne *en pleine atmosphère* faites à Bosekop à l'aide de cerfs-volants et de ballons captifs indiquent non moins clairement les mêmes résultats. M.

durent que quelques minutes) sont presque toujours précédées de grandes oscillations barométriques qui annoncent pour ainsi dire leur arrivée.

Ordinairement on ne tient pas note de ces oscillations, et l'on dit seulement que le baromètre est fort bas. Cette loi n'est pas générale. Chez nous, les tempêtes les plus violentes nous sont amenées par le vent de S.O., et alors le baromètre baisse très-vite. Souvent il arrive que le vent cesse tout à coup, le calme survient, et au bout de quelques instants le vent souffle avec violence du N.O., puis passe au N.E.; la température baisse, et, quoique le vent souffle aussi fort que dans le premier cas, le baromètre monte : c'est ce que j'ai souvent observé, et en particulier pendant les tempêtes des 14 et 15 janvier 1827. Depuis plusieurs jours le ciel était couvert, les vents soufflaient de l'ouest et versaient des torrents de pluie. Le 14, les nuages venaient du S.O. avec une rapidité extraordinaire, les tuiles des toits étaient emportées par centaines; la pluie tombait, mais la température devenait toujours plus douce. Dans la nuit le vent tourna au nord; le 15 il soufflait du nord et du N.O., et le baromètre monta très-rapidement. Voici quelle était la hauteur des deux instruments.

HAUTEUR DU BAROMÈTRE ET DU THERMOMÈTRE PENDANT LA TEMPÊTE DES 14 ET 15 JANVIER 1827.

JANVIER.	HEURES.	BAROMÈTRE.	THERMOMÈTRE.
13	10h soir.	mm. 748,78	−0°,1
14	8 matin.	738,49	+3,2
»	10 »	738,06	4,0
»	12 »	736,05	4,5
»	2 »	734,65	5,4
»	4 »	731,88	6,2
»	6 »	730,32	6,5
»	8 »	727,48	6,6
»	10 »	729,53	6,2
»	11 »	731,20	6,2
15	8 »	739,87	1,4
»	10 »	741,94	1,2

(*Voy.* l'Appendice, fig. 37.)

Les navigateurs, qui ont un si grand intérêt à connaître tous les signes précurseurs d'une tempête, rapportent une foule d'exemples de leur liaison avec les oscillations barométriques. **Krusenstern** attribue le bonheur avec lequel il a su toujours prévoir les coups de vent à la constance avec laquelle il observait le baromètre; **Scoresby** affirme qu'il a prédit

les tempêtes 17 fois sur 18 en consultant le baromètre. Mes observations me montrent qu'on doit craindre un coup de vent, surtout en hiver, lorsque le thermomètre est haut et que le baromètre baisse rapidement. Souvent, lorsque j'avais remarqué ces deux signes, la tempête n'était pas violente à Halle, mais elle se déchaînait sur d'autres parties de l'Allemagne ou de l'Europe. Je pourrais rapporter un grand nombre d'exemples de ce genre, mais quiconque possède un baromètre peut en observer lui-même.

Le manque d'observations simultanées sur un grand nombre de points ne permet pas de poursuivre ce phénomène jusque dans ses détails. Quand l'air se meut rapidement d'une région vers une autre, le baromètre doit baisser dans la première, monter dans la seconde. C'est une vague qui s'élève dans un point, s'abaisse dans un autre, mais dont il serait difficile de déterminer la forme, parce que nous ne savons pas de combien chacun de ses points est élevé au-dessus du niveau moyen des eaux. Les observations faites en Europe ne suffisent pas à la solution du problème : des abaissements de plusieurs centimètres ont souvent lieu sur toute la surface de l'Europe, et c'est en Asie et en Amérique qu'il faudrait chercher la hausse correspondante. Déjà d'anciens observateurs, tels que **Woodward, Wallis** et d'autres, avaient trouvé que dans l'Europe occidentale les baromètres baissaient ou montaient simultanément; dans la suite **Brandes** et **Pictet** ont confirmé ce fait. Mais, si le sens des oscillations est le même sur une grande surface, leur amplitude ne l'est pas; on s'en aperçoit surtout lorsqu'on calcule la différence de niveau de deux points par le baromètre. Ainsi à diverses époques j'ai trouvé entre Berlin et Halle des différences qui étaient de 50 mètres au-dessus ou au-dessous de la différence de niveau moyenne. La comparaison de Halle et de Paris m'a donné des écarts encore plus considérables. Admettons donc que la dépression barométrique atteint son *maximum* dans un point, et va en diminuant suivant tous les rayons d'une circonférence dont ce point est le centre, pour disparaître à la distance de plusieurs centaines de myriamètres où l'on trouve que l'instrument se tient au-dessus de la moyenne du lieu. **Brandes,** dans son *Histoire météorologique de l'année* 1783, rapporte des faits qui confirment ce que nous disons. Il a comparé des observations faites en Europe depuis Mafra, près de Lisbonne, jusqu'à Torneo et Pétersbourg, et il a vu que le baromètre baissait dans un point tandis qu'il montait sur un point éloigné. Il reconnut que ces oscillations étaient accompagnées de changements dans la température. Le froid avait été fort intense dans les premiers jours de janvier; mais vers le 5 il diminua rapidement en Allemagne et en France. A Torneo et à Pétersbourg le thermomètre baissa au contraire, et, dans cette dernière ville, il descendit le 9, par un temps serein, à — 31°. Jusqu'à ce jour, le baromètre avait baissé con-

stamment dans toutes les parties de l'Europe moyenne. A Berlin, Sagan, Copenhague, il baissa de 29 à 30 millimètres; à Bade, Vienne, Prague, Erfurt, Gœttingue, de 24^{mm}; à Wurzbourg, de 20^{mm}; à Manheim, de 18^{mm}; à Munich, de 16^{mm}; en Suisse, de 7^{mm}. A la Rochelle, il était resté à la hauteur moyenne; à Marseille et à Rome, il avait baissé du 5 au 7, et il était ensuite remonté jusqu'au 9; à Pétersbourg et Torneo, où le thermomètre avait baissé, le baromètre était remonté de 11^{mm} dans la première ville, de 16^{mm} dans la seconde. Il y avait donc un espace, compris entre Berlin, Sagan et Copenhague, où la chaleur relative atteignait son *maximum*, et c'est à partir de ce centre que la hauteur barométrique allait en augmentant suivant tous les rayons. Une partie de l'air s'était déplacée vers le nord, qui est beaucoup plus froid; ce mouvement de l'atmosphère s'étendait au delà des limites de l'Europe. Le même jour où la pression barométrique était si faible en Europe, elle était très-forte à New-York et à Ipswich dans le nord de l'Amérique. Les observations de **Beauchamp** à Bagdad, dans l'intérieur de l'Asie, prouvent que le thermomètre y est descendu le 10 au matin à $-1°,2$, et que le baromètre, qui depuis le 5 jusqu'au 8 avait monté de $9^{mm},62$, avait atteint son *maximum* mensuel et se trouvait à 13^{mm} au-dessus de la moyenne. Ainsi donc, à Ipswich, Bagdad et Pétersbourg, la température avait sensiblement baissé, et on comprend que l'air plus échauffé de l'Allemagne devait s'écouler de ce côté et provoquer une ascension du baromètre. Il y avait donc une région chaude avec faible pression, une région froide avec pression très-forte. Entre ces deux régions, on trouvait tous les passages imaginables. Si nous posons la limite là où le baromètre avait conservé sa hauteur moyenne et n'avait pas beaucoup oscillé, nous pourrons joindre ces points par une ligne traversant la Rochelle, Marseille, Rome, puis passant à l'est de la Hongrie et au nord de Stockholm et de Torneo, de manière à former une courbe rentrante.

Les masses d'air entre lesquelles l'équilibre était ainsi rompu se mouvaient avec une grande rapidité. Dans la soirée du 8 janvier, il y eut un violent coup de vent dans l'Allemagne méridionale. A Ratisbonne, il dura du 8 au soir jusqu'au 9 au soir, pour recommencer le 10. A Manheim, la tempête se fit sentir dans la nuit du 8 au 10; elle venait de l'O.S.O. Sur le Saint-Gothard et en Bavière les journées du 8 au 10 janvier furent très-orageuses. A Prague, il y eut un violent coup de vent dans la nuit du 9 au 10; mais l'orage ne paraît pas avoir continué. A Sagan, un vent violent de S.O. souffla du 9 au 11 janvier; à Berlin le vent était frais, mais il devint violent dans la journée du 11. A Gœttingue, il y eut une tempête assez forte à partir du 8 au soir. A Copenhague, il paraît qu'il y eut du vent seulement vers le 9. Dans tous ces endroits, le vent venait de l'ouest; à Marseille et sur le Saint-Gothard, du N.O.; dans le centre et au nord de l'Allemagne, du S.O. et

de l'ouest. En Italie, il était variable sans être très-violent. Le 8 et le 9 il venta fortement du S.E. à Stockholm; de l'est à Pétersbourg; du N.O. à Spydberg en Norvége; de l'ouest à Bagdad. En un mot, dit **Brandes**, il semblait qu'une forte pression de l'atmosphère à Pétersbourg et à Torneo eût déterminé dans le Nord l'établissement d'un courant venant de l'est, tandis qu'une pression non moins forte dans les régions méridionales et occidentales chassait l'air dans la direction du S.O. au N.E., pour compenser la faible pression qui existait dans l'Allemagne septentrionale. Tout ce que nous savons sur la formation des vents rend cette explication très-plausible. Ceci nous explique aussi pourquoi, suivant l'observation de **Scoresby**, la tempête ne commence que quand le baromètre a atteint son *minimum*. Tant qu'il y a un courant ascendant dans le voisinage du sol, le baromètre baisse; il ne monte que lorsque les courants inférieurs arrivent pour remplir le vide. Ces vents de S.O. entraînent avec eux une masse de vapeurs qui se résolvent en pluie.

Dans l'exemple que nous venons de voir, il y avait une sorte de compensation en Europe entre les différentes hauteurs du baromètre. Cela n'arrive pas toujours, et nous trouvons souvent de grandes différences à la surface de notre continent. C'était ce cas le 21 décembre. Citons encore une tempête de l'année 1783. Le baromètre descendit très-bas jusqu'au 9 février, surtout dans le centre de l'Angleterre : ainsi à Lyndon, dans le Rutlandshire, où il était le plus bas, il se tenait à 31^{mm} au-dessus de la moyenne. La région dans laquelle il était à 30^{mm} au-dessous de cette moyenne peut être délimitée par une ligne partant à l'ouest de Franecker, passant par Amsterdam et puis par l'Allemagne méridionale. La ligne où il était à 29^{mm} se dirige de Middelbourg à Saint-Malo. Celle où il était à 27^{mm} part du sud de Middelbourg, traverse le Seeland, laisse Dunkerque au nord, se dirige vers Paris et de là vers le centre de la Bretagne. La zone où le baromètre était à 25^{mm} au-dessus de la moyenne va de Bruxelles directement vers le sud, puis au S.O. par Orléans vers la Rochelle; celle où il n'était qu'à 20^{mm} au-dessous de la moyenne va de Gœttingue à Mayence, au nord de Metz, au sud de Troyes, au nord de Limoges, et se termine dans la direction de Bordeaux. A Copenhague, le baromètre était à 18^{mm} au-dessous de la moyenne et cette zone est limitée par une courbe qui se dirige au sud du côté d'Erfurt, puis au S.O. vers Wurzbourg, à travers l'Alsace, vers Lyon et les Pyrénées occidentales. Le baromètre était à 16^{mm} au-dessous de la moyenne dans une région limitée par une ligne joignant Spydberg en Norvége et Stockholm, passant à l'est de Berlin, allant au nord de Ratisbonne, à Munich, et au sud de Genève vers le Dauphiné. Le baromètre était à 13^{mm} au-dessous de la moyenne au sud de Sagan, à Prague, à Ratisbonne, sur le Saint-Gothard, dans quelques parties du

Dauphiné et à Montpellier. Il se tenait 11^{mm} plus bas à Marseille et à Mont-Louis au pied des Pyrénées. Enfin à Bude et à Padoue il était à 9^{mm}, à Mafra à 10^{mm}, à Pétersbourg et Torneo, à Bologne et à Rome à 7^{mm} au-dessous de la moyenne.

En Europe ces variations sont toutes dans le même sens, mais d'autant moins fortes qu'on s'éloigne davantage du centre de l'Angleterre. **Brandes** fait observer que le 8 février le baromètre était à New-York de 20 à 22 millimètres au-dessus de la moyenne; et les observations de Bagdad font voir que, du 8 à midi jusqu'au 9 à la même heure, il avait monté de 12^{mm},58, quantité considérable pour ce pays. En même temps le thermomètre avait baissé de plus de 10° et le vent avait tourné au nord. Dans la plupart des contrées de l'Europe on ne remarqua que de petites oscillations du thermomètre, mais il y eut des tempêtes, des orages et de la pluie. Après ces tempêtes, le baromètre remonta très-vite en Europe; tandis qu'il baissa à Bagdad, où la température s'élevait sans cesse [1].

La forte dépression du mercure qu'on observe dans ces cas tient à la constance des vents du sud, qui pendant quelque temps l'emportent sur ceux de l'est. Elle a lieu bien plus rarement après des vents du nord. Lorsque dans sa rotation normale le vent tourne brusquement du sud au nord, il arrive souvent qu'une hausse notable succède à une forte baisse. M. **de Buch** insiste sur cette circonstance. « Tous ceux, dit-il, qui observent habituellement le baromètre, savent très-bien qu'en hiver les deux extrêmes se montrent souvent à peu de jours d'intervalle, et je crois avoir remarqué que le baromètre monte beaucoup plus vite qu'il ne descend. » Toutes les observations que j'ai comparées confirment ce fait, conséquence nécessaire de la loi de rotation découverte par M. **Dove**, et de l'influence du vent sur la température et la pression. Des pluies abondantes sont la suite de ces mélanges d'air. Si le vent du nord l'emporte, les nuages disparaissent et l'augmentation de pression est accompagnée d'un rayonnement très-intense qui détermine du froid. Toutefois c'est seulement si le baromètre s'élève lentement qu'on doit s'attendre à un froid continu; si le baromètre a monté rapidement, il ne tarde pas à baisser; mais le second *minimum* est moins bas que le premier.

Quand le baromètre oscille beaucoup, nous devons en conclure que la température et le temps éprouvent des variations extraordinaires sur un point quelconque du globe. Quoique le manque d'observations ne

[1] Pendant la violente tempête du 7 janvier 1839, le baromètre descendit à Édimbourg à 702^{mm},30; ce *minimum* eut lieu à 5 h. 30 m. du matin. A Altona, M. Schumacher constata que le *minimum* se trouvait entre 9 h. et minuit; mais il ne descendit pas aussi bas qu'à Edimbourg, car à 8 h. 40 m. il était encore à 716^{mm},8. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. VIII, p. 176 et 309, 1839.) M.

permette pas de prouver cette vérité jusque dans ses moindres détails, on peut l'établir d'une manière générale. Les années 1821 et 1822 en offrent un exemple remarquable. En 1821, vers Noël, le baromètre a subi en Europe une baisse extraordinaire. Elle fut suivie d'un hiver très-doux à Paris et dans d'autres villes de l'Europe occidentale; les températures moyennes de janvier et de février furent supérieures de plusieurs degrés à la moyenne générale. Aux États-Unis, au contraire, l'hiver fut très-rigoureux; le courant du *Gulfstream* se dirigea vers des points qu'il ne visite pas habituellement. En Perse, suivant le rapport de **Fraser**, l'hiver fut très-froid, de même qu'en Afrique, où les plaines de Kordofan furent couvertes d'une couche de neige, qui disparut, il est vrai, rapidement. A Paris, l'été suivant fut plus sec et plus chaud de plusieurs degrés que de coutume. Mais pendant que les vents secs reprirent en Europe, des vents humides et violents soufflèrent constamment dans l'Inde; à Bombay il tomba 83,7 centimètres d'eau de plus que la moyenne, et aussi dans le Kordofan l'armée turque souffrit beaucoup des pluies continuelles.

Quelque chose d'analogue se passa en 1824 et 1825. La terrible inondation du Rhin dans l'automne de 1838, le débordement de la Neva à Pétersbourg, et les coups de vent de S.O. qui, d'après les observations de **Munke** et **Schübler**, eurent lieu à Schlesvig et dans tout le Holstein, en sont une preuve. Le baromètre oscillait sans cesse et les pluies étaient tellement abondantes, que partout, mais principalement dans l'Allemagne méridionale, des sources se firent jour dans les rues et sur les places des villes. Dans la même année la moyenne des mois d'hiver fut très-élevée. En Islande, au contraire, suivant les observations de **Thorstensen** à Reikiavig, la moyenne de décembre fut de plusieurs degrés au-dessous de la moyenne ordinaire, et le baromètre était très-haut tandis qu'il était très-bas à Copenhague. Cette année, si pluvieuse en Europe, fut très-sèche dans l'Inde; car à Bombay la quantité de pluie fut de 118 centimètres au-dessous de la moyenne. En Afrique, il paraît qu'il y eut de violents coups de vent; car, dans la nuit du 19 janvier 1825, le navire anglais la *Clyde*, étant à 100 myriamètres de la côte d'Afrique, fut couvert de sable fin que les vents d'est avaient apporté du désert. Dans l'Afrique orientale, **Rüppel** essuya de violents orages; phénomènes très-rares dans ces contrées, à en juger par l'effroi des habitants. **Ley** éprouva la même chose dans la haute Égypte. L'été suivant, toute la partie septentrionale de l'Afrique tropicale fut en proie à une grande sécheresse, et, l'inondation du Nil ayant manqué, il en résulta une disette complète.

Les mêmes perturbations se manifestèrent sur les deux bords du grand Océan. En Californie il y eut pendant l'automne de violentes tempêtes, de même qu'aux îles Sandwich et aux Philippines. Même les vents

alizés ne soufflèrent plus régulièrement sur la mer. Ces faits prouvent que les phénomènes anomaux de l'Europe ne sont point isolés, mais se propagent sur toute la périphérie du globe.

Pour démontrer cette vérité, je rapporterai encore les observations suivantes. On sait que l'hiver de 1829 à 1830 a été un des plus froids qu'on ait eus depuis longtemps en Europe; ce même hiver a été tellement doux en Amérique, qu'il n'y avait pas de glace sur la côte occidentale: ce qui permit au capitaine **Ross** de s'avancer si loin vers le nord.

L'hiver le plus doux que nous ayons eu depuis longtemps est celui de 1833 à 1834, mais il avait été précédé de violentes perturbations. Depuis le commencement de juillet les vents de S.O. furent dominants dans presque toute l'Europe. Ils étaient souvent d'une violence extrême, surtout à la fin d'août et au commencement de décembre. Les journaux étaient remplis de nouvelles de naufrages sur les côtes de France et d'Angleterre. Dans les Alpes, il y eut des tempêtes et il tomba des masses de neige et des quantités de pluie telles, que les habitants furent forcés de se réfugier dans la plaine avec leurs troupeaux dès le commencement de septembre. Des coups de vent violents se firent sentir dans la mer des Antilles et à la Nouvelle-Zemble. Dans l'Inde, au Brésil et à la Guiane la sécheresse fut si grande, qu'un grand nombre d'habitants moururent de faim. En Chine il y eut des inondations terribles, mais la crue du Nil fut tout à fait insignifiante. La lutte entre les vents du sud et ceux du nord se renouvela plusieurs fois dans le cours de l'automne; les premiers l'emportèrent toujours, et rarement le vent soufflait de l'est pendant quelques heures. Des pluies abondantes tombèrent en Allemagne, tous les fleuves débordèrent. Les vents du sud s'étendaient jusque dans la région des alizés, et les navires furent retardés dans leur traversée de France à Demerari. Rarement le thermomètre descendit jusqu'à zéro; les arbres poussèrent des bourgeons au mois de janvier, et plusieurs espèces restèrent en fleur pendant tout l'hiver: autour de Halle j'observai le *lamium purpureum*, plusieurs espèces de *crepis* et le *thlaspi arvense*. Mais l'on frémit quand on lit la description que fait le capitaine **Back** du froid qu'il a enduré dans son voyage à travers les contrées boréales de l'Amérique du Nord. Aux États-Unis et en Perse l'hiver fut aussi d'une rigueur extrême. Pendant ce combat de vents de terre et de mer, le baromètre en Allemagne ne s'écartait pas beaucoup de sa hauteur moyenne; mais il oscillait beaucoup. Le temps était rude et désagréable, et contrastait avec la température si douce de l'hiver précédent. Enfin les vents d'est l'emportèrent: le ciel devint serein, et le soleil put échauffer la terre. Il pleuvait rarement, et dans toute l'Europe il y eu une sécheresse générale. Cependant les vents d'ouest cherchèrent plusieurs fois à régner dans l'atmosphère; mais dans cette lutte il y eut des

orages très-violents, tels que ceux du 5 et du 21 juillet. Le 21 juillet le baromètre s'était mis à descendre; le ciel était encore d'une grande pureté, parce que ces vents du sud dissolvaient tous les brouillards; mais le 21 au matin les *cirrus* se multiplièrent. L'après-midi un violent orage se forma; les vents d'ouest régnaient dans le haut, dans le bas toutes les girouettes indiquaient un vent d'est. Des nuages épais s'étendirent de l'ouest à l'est pendant que tous les *cumulus* marchaient de l'est à l'ouest. A mesure que le vent d'ouest gagnait du terrain, les vapeurs étaient précipitées; mais le vent d'est les refoulait sans cesse. L'orage était accompagné de grêle et de pluie. Cette lutte avait lieu sur une ligne étroite qui passait au-dessus de Halle et était orientée du nord au sud; pendant plusieurs jours la lutte se renouvela et son issue était incertaine.

Mais, de même que des courants d'eau qui vont en sens opposé produisent des tourbillons, de même il y eut des averses locales très-abondantes. Enfin, le 26 juillet, le vent d'est l'emporta à Halle et repoussa son antagoniste. Le 27 le baromètre monta; le temps redevint serein, mais le soir il y eut de violents orages sur les bords du Rhin. Le 29 la Hollande et le nord de la France étaient le théâtre de la lutte, et le 30 un violent orage éclata en Angleterre. Pendant un mois les vents d'est maintinrent le temps au beau et l'emportèrent dans une lutte qui avait commencé sur les Alpes le 25 août, et s'était propagée le 27 jusqu'au nord de l'Allemagne. Ils régnèrent ensuite sans interruption jusqu'au milieu d'octobre, où les vents d'ouest l'emportèrent à leur tour après des coups de vent qui durèrent plusieurs jours et changèrent la physionomie du temps. Tandis qu'en Europe l'été était remarquablement sec, la crue du Nil fut considérable et des pluies violentes inondèrent l'Inde et la Chine.

De tels contrastes ne sont pas rares en Europe, et les Alpes forment souvent à cet égard une limite remarquable; car elles séparent les climats du nord de l'Europe des climats méditerranéens, où la distribution de la pluie n'est pas la même que dans le centre de l'Europe. De là les différences entre les climats du nord et du midi de la France. L'hiver est-il doux dans le nord, les journaux sont remplis des lamentations des Italiens et des Provençaux sur les rigueurs du froid. Pour ne pas multiplier inutilement les exemples, je citerai seulement les premiers mois de l'année 1838, qui furent si rigoureux en Allemagne, en France, en Angleterre et en Russie. A Lisbonne, au contraire, le temps était pluvieux, mais très-doux; à Marseille les amandiers étaient en fleur au mois de janvier; à Naples et à Alger l'hiver passa inaperçu. Mais ceci prouve que les climats méditerranéens ont seuls été privilégiés; car de l'autre côté des Apennins, à Bologne et dans la Lombardie, où le climat ressemble à celui du reste de l'Europe, le froid a été fort intense.

Ainsi donc une forte baisse du baromètre ou des oscillations fréquentes de la colonne prouvent qu'il y a des perturbations météorologiques à la surface du globe et des luttes de vents opposés qui changent le temps. Il y a plus : quand le baromètre monte et descend rapidement, on peut affirmer que le temps sera variable pendant longtemps. Si nous savions le temps qu'il fait sur le reste de la terre, nous pourrions en conclure celui que nous devons attendre. Il faudrait savoir, quand le baromètre est bas, si le froid est très-intense en Amérique ou en Asie. Dans le premier cas, les vents occidentaux nous amèneront de la pluie; dans le second, les vents d'est nous amèneront du froid. Toutefois, en étudiant au printemps le baromètre et la direction des coups de vent, on peut asseoir quelques probabilités. Si le baromètre a beaucoup baissé par des vents de S.-O., puis monte lentement; si le vent passe de l'ouest au N.O. et persiste dans cette direction, c'est une preuve de la prédominance des vents occidentaux, et le temps sera influencé par eux : c'est ce que nous avons vu en 1833. Si le baromètre monte au contraire très-vite, et si le vent passe en peu de temps du S.O. au N.E. où il s'arrête, alors il faut s'attendre à un froid prolongé, comme celui qui a régné en 1829.

VI

PHÉNOMÈNES ÉLECTRIQUES DE L'ATMOSPHÈRE

Il est peu d'hommes sur lesquels le tonnerre ne fasse une vive impression. Le savant et l'ignorant sont également frappés de la grandeur de ce phénomène. Les peuples que les Européens ont découverts dans les siècles derniers y voyaient le signe de la colère céleste, comme les Grecs et les Romains. Aussi Jupiter Tonnant était-il le plus grand des dieux du paganisme, et dans la Bible il est dit que le tonnerre est la voix du Seigneur irrité. Quelques philosophes de l'antiquité combattirent cette opinion, mais le préjugé resta; et de notre temps encore on entend des sermons, où la foudre qui tombe sur une maison est considérée comme une punition méritée par ses habitants. Quelques anciens regardaient le tonnerre comme produit par les émanations qui s'élèvent du sol : cette idée fut adoptée par les gens éclairés; et, quoique **Aristophane** s'en moque dans sa comédie des *Nuées*, cependant la crainte des dieux alla toujours en s'affaiblissant à mesure que la doctrine d'**Épicure** s'étendait davantage. Cette opinion étant encore dominante à l'époque de la renaissance des sciences, on comparait le tonnerre à l'explosion d'une pièce d'artillerie, et on prétendait que le salpêtre et le soufre existent dans l'atmosphère. Mais, au milieu du dix-septième siècle, **Otto de Guericke** ayant produit une étincelle électrique et noté le bruit qui l'accompagne, on revint à des idées plus saines.

Les physiciens de cette époque s'occupaient spécialement des lois de la mécanique, et la connaissance des phénomènes électriques fit peu de progrès. Mais l'invention de la bouteille de Leyde, en 1746, ramena l'attention sur les puissants effets de l'électricité. **Nollet** indique nettement l'analogie du tonnerre et de l'électricité, sur laquelle le docteur **Paccard**, de la vallée de Chamounix, qui suivait ses leçons, avait attiré

son attention. Si quelqu'un, disait-il [1], après avoir comparé les phénomènes, entreprenait de prouver que le tonnerre est entre les mains de la nature ce que l'électricité est entre les nôtres; que ces merveilles, dont nous disposons maintenant à notre gré, sont de petites imitations de ces grands effets qui nous effrayent; que le tout dépend du même mécanisme; si l'on faisait voir qu'une nuée préparée par l'action des vents, par la chaleur, par le mélange des exhalaisons, est vis-à-vis d'un objet terrestre ce qu'est le corps électrisé en présence et à une certaine proximité de celui qui ne l'est pas; j'avoue que cette idée, si elle était bien soutenue, me plairait beaucoup : et pour la soutenir combien de raisons spécieuses ne se présentent pas à un homme qui est au fait de l'électricité ! L'universalité de la matière électrique, la promptitude de son action, son inflammabilité et son activité à enflammer d'autres matières, la propriété qu'elle a de frapper les corps extérieurement et intérieurement jusque dans leurs moindres parties, l'exemple singulier que nous avons de cet effet dans l'expérience de Leyde, l'idée qu'on peut légitimement s'en faire en supposant un plus grand degré de vertu électrique, etc., tous ces points d'analogie que je médite depuis quelque temps commencent à me faire croire qu'on pourrait, en prenant l'électricité pour modèle, se former touchant le tonnere et les éclairs des idées plus saines et plus vraisemblables que tout ce qu'on a imaginé jusqu'à présent. »

Ce que **Nollet** et **Winckler** exprimaient sous forme de doute fut bientôt démontré par **d'Alibard** et **Franklin**. On trouva que les orages, et même chaque pluie est accompagnée d'électricité. On varia et on multiplia les expériences; mais, après que **Richmann** eut été tué par la foudre, on procéda avec plus de prudence. Avant de décrire les appareils et d'analyser les phénomènes électriques, je crois devoir rappeler les principes élémentaires de la théorie de l'électricité.

ATTRACTIONS ET RÉPULSIONS ÉLECTRIQUES. — Les effets de l'électricité développée par le frottement peuvent être étudiés aisément avec le verre ou avec la résine. Si l'on frotte de la cire à cacheter ou du verre avec du drap, ou mieux avec un morceau de cuir enduit d'un amalgame de mercure, alors des corps légers, tels que des cheveux, des plumes, sont attirés d'une certaine distance [2]. Mais, pour apprendre à connaître la force répulsive de l'électricité, il est bon de suspendre une petite boule de liége ou de sureau à un fil de cocon et de

[1] *Leçons de Physique*, t. IV, p. 314, 6e édit., 1771.

[2] Dans les temps humides les draps qui contiennent du coton peuvent induire en erreur. Si l'on frotte légèrement un bâton de gomme laque recouvert de la couche d'humidité que l'air y a déposée, le signe sera positif au lieu d'être négatif. Ce n'est qu'en continuant la friction qu'on obtiendra de l'électricité négative. M.

fixer sa partie supérieure avec un peu de cire à cacheter. La soie, la résine, le verre et d'autres corps qui développent de l'électricité par frottement, retiennent aisément l'électricité à leur surface, tandis que les métaux, l'eau, et tous les corps humides, la laissent passer librement. Ces derniers corps se nomment des corps *conducteurs* ou *anélectriques;* les autres, des corps *isolants, non conducteurs* ou *idioélectriques.*

La petite boule suspendue se projettera avec vivacité contre un bâton de résine frotté préalablement; puis s'éloiguera après l'avoir touché, et sera repoussée dès qu'on en approchera le bâton de résine. Mêmes phénomènes si l'on eût employé le verre au lieu de la résine; et nous en conclurons que des corps qui se sont réciproquement électrisés par contact se repoussent. La même chose arrive quand ils ont puisé de l'électricité à la même source. Fixez deux fils unis et flexibles à un bâton de cire à cacheter, et attachez à l'extrémité de chacun d'eux une petite boule de liége. Si les deux boules se touchent lorsqu'elles sont dans l'état naturel, elles s'écarteront l'une de l'autre dès qu'on les aura électrisées avec un bâton de cire à cacheter et retomberont l'une sur l'autre à l'instant où on les aura touchées avec la main, parce que l'électricité qui leur a été communiquée par la résine est conduite par le corps dans le sol.

Ces expériences font voir une autre particularité intéressante. Si la petite boule a été en contact avec la résine et qu'elle soit repoussée par elle, elle sera attirée plus fortement par le verre que si elle n'avait pas été en contact avec la résine; puis, si elle touche ce verre, elle s'en éloignera et sera de nouveau attirée par la résine. Mêmes résultats si l'expérience avait été faite en sens inverse : si nous approchons d'une boule ainsi électrisée par la résine ou le verre des corps électrisés quelconques, nous trouverons toujours qu'ils l'attireront ou qu'ils la repousseront. Mais nous voyons que ceux qui l'attirent quand elle est électrisée par la résine la repoussent si elle l'est par le verre, et réciproquement.

Ainsi l'électricité du verre et celle de la résine ont pour caractère commun d'attirer et de repousser ensuite des corps légers; mais les faits que nous venons d'énoncer nous forcent à admettre deux genres d'électricité, dont l'un attire ce que l'autre repousse.

On a proposé plusieurs hypothèses pour expliquer ces deux phénomènes : deux ont été adoptées par les physiciens. Dans l'une on admet deux électricités différentes, qu'on se figure comme des fluides : l'une se développe sur le verre qu'on frotte, et est nommée électricité *vitrée;* l'autre sur la résine, on l'appelle électricité *résineuse.* Dans tout corps non électrisé chacune d'elles est en quantité égale dans chaque molécule; elles s'attirent mutuellement et ne manifestent pas leur présence

au dehors, parce que l'une attire ce que l'autre repousse. Mais, si l'on frotte certains corps l'un contre l'autre, alors il y a séparation des deux fluides; l'un est en plus grande quantité que l'autre dans le premier des deux corps, l'autre dans le second, et ils manifestent leur présence au dehors. Si les deux corps sont isolés comme dans certaines machines électriques, l'expérience montre toujours que l'un des corps est électrisé vitreusement, l'autre résineusement.

Dans la seconde hypothèse, qui est due à **Franklin,** il n'y a qu'un seul fluide électrique. Chaque corps de la nature en possède une certaine quantité et se trouve alors dans l'état naturel. Le frottement change cet état, en ce que l'un des corps cède à l'autre une partie de son électricité. Alors celui-ci en possède une quantité surabondante, l'autre en a moins que dans l'état normal; ou, comme l'on dit souvent, l'un a une électricité *positive*, l'autre une électricité *négative*, expression synonyme d'électricité vitrée et d'électricité résineuse, que nous désignerons quelquefois par les notations abrégées + E et — E [1].

L'expérience ne saurait décider entre ces deux hypothèses, qui expliquent également les faits observés, et une discussion sur leur mérite respectif se réduirait à une dispute de mots. Ajoutons seulement qu'il est facile de distinguer les deux sortes d'électricité. Si on approche de la boule de sureau préalablement électrisée un bâton de résine frotté, celle-ci possédait de l'électricité négative si le bâton repousse la boule.

[1] La physique moderne conduit à une troisième théorie, dans laquelle on considère les phénomènes électriques comme le résultat de modifications particulières dans le fluide impondéré qui remplit l'espace et qu'on nomme *éther*. On sait que, depuis la découverte des interférences et les travaux d'Young et de Fresnel, la lumière n'est plus considérée comme le produit d'une substance émise, mais comme le résultat d'un mouvement oscillatoire des molécules de l'*éther*. Les travaux du professeur Melloni conduisent aux mêmes conséquences pour la chaleur. Dans son *Traité sur l'électricité*, M. Becquerel a souvent employé des expressions qui indiquent sa tendance à admettre certains mouvements vibratoires dans le même *éther* comme étant la cause des phénomènes électriques. Enfin M. Peltier a émis positivement l'idée que les phénomènes électriques ne sont dus ni à un ni à deux principes spéciaux, mais à deux états particuliers d'un même principe. Ayant séparé complétement les phénomènes statiques des phénomènes dynamiques en démontrant leurs marches complétement opposées (*Annales de Chimie et de Physique*, t. LXVII), il en a déduit que les premiers n'étaient et ne pouvaient être que le produit de l'inégal partage de la substance éthérée elle-même dans les corps; et les seconds, que le produit de la propagation de cet éther entre les interstices moléculaires des conducteurs, pour rétablir l'équilibre entre le corps qui en possède le plus et le corps qui en possède le moins. De l'action des corps comburants, qui donnent toujours le signe *résineux* aux substances avec lesquelles ils se combinent, de la présence constante de la matière pondérable dans tous les phénomènes électriques, et de la puissante tension *résineuse* du globe terrestre, il a conclu que l'état *résineux* est l'indication d'une coercition plus grande de l'*éther*, et que l'état *vitré* est une coercition moins grande que dans l'état naturel. Les mots *négatif* et *positif* étant contraires aux phénomènes tel qu'il les envisage, il préfère les mots *résineux* et *vitré*, comme plus insignifiants. M.

La boule est-elle attirée, c'est qu'elle contient de l'électricité positive. Dans le cas de l'attraction, il est bon de répéter l'expérience avec du verre frotté et de voir s'il y a répulsion.

ÉLECTRICITÉ PAR INFLUENCE. — Des corps conducteurs isolés peuvent être électrisés directement par contact, comme la boule de sureau; mais il existe un autre moyen de rompre l'équilibre des deux fluides dans un corps à l'état naturel. Si ce dernier a la forme d'un cylindre, tel qu'un bâton couvert de papier doré, et si l'on tient à la distance de quelques centimètres une tige de verre frotté préalablement, il donnera des signes non équivoques d'électricité, qui seront d'autant plus énergiques que la tige de verre sera plus rapprochée, mais qui disparaîtront dès qu'on l'éloignera. Si nous étudions la nature de l'électricité du cylindre électrisé par l'influence du verre (+ E), nous trouverons à l'extrémité la plus rapprochée du verre — E, à l'extrémité opposée + E. Chacune des deux électricités va en s'affaiblissant en allant des extrémités vers la partie moyenne, où il n'y a plus de signes d'électricité. En employant un bâton de résine préalablement frotté (— E), on aurait obtenu les mêmes résultats; mais alors le cylindre aurait eu + E à l'extrémité la plus rapprochée de la résine, et — E à l'extrémité opposée. Les effets qui ont souvent lieu dans les nuages ne sont qu'une conséquence de ce que nous avons vu. En effet, les deux électricités existent dans chaque molécule du cylindre en quantité égale; mais, dès que nous approchons un bâton de verre frotté, son électricité positive décompose l'électricité neutre du cylindre; elle attire — E, qui se concentre à l'extrémité la plus rapprochée, tandis qu'elle repousse + E, qui s'accumule à l'autre bout. Dès qu'on éloigne ce bâton de verre, les deux électricités se réunissent et se neutralisent.

Nous eussions eu les mêmes phénomènes si en place du verre nous avions pris une sphère métallique isolée et électrisée par influence. Dans ce cas l'expérience fait voir que la force électrique varie suivant diverses circonstances. La sphère est-elle éloignée de tout corps conducteur, alors chaque point de sa surface possède la même quantité d'électricité; mais, dès que nous l'approchons du cylindre, l'équilibre est détruit, l'électricité s'accumule sur la portion tournée vers le cylindre, et diminue d'intensité en rayonnant à partir de ce centre. Plus le cylindre est rapproché de la sphère, plus l'intensité augmente; parce que l'électricité de la sphère, attirant l'électricité de nom contraire du cylindre, est attirée par elle à son tour et s'accumule en plus grande quantité dans le point correspondant.

Les choses étant ainsi disposées, si nous laissons le cylindre et la sphère dans leur position relative, mais que nous fassions communiquer avec le sol l'extrémité du cylindre la plus éloignée de la sphère, alors la partie de cette sphère voisine de l'extrémité opposée se chargera d'une

quantité d'électricité encore plus considérable. Si nous rompons la communication entre le cylindre et le sol, alors nous pouvons enlever à la sphère toute son électricité, et le cylindre est chargé dans toute sa surface de l'électricité qui avait été développée à l'extrémité tournée vers la sphère. Si la sphère avait + E, elle attirait fortement — E à l'extrémité la plus rapprochée du cylindre; mais cette attraction était affaiblie, parce que + E de l'autre extrémité attirait — E du cylindre, et repoussait + E de la sphère. Mais, dès que cette extrémité a été en communication avec la terre, alors + E s'est écoulé dans le sol : + E de la sphère et — E du cylindre peuvent donc agir l'un sur l'autre avec plus d'énergie. Si + E de la sphère est enlevé, alors — E du cylindre reste à sa surface, parce que + E s'est écoulé dans le sol.

Ces effets ont toujours lieu, quelle que soit la forme des deux corps qu'on met en regard. Prenez, par exemple, de grands disques métalliques et suspendez-les à une certaine distance l'un au-dessus de l'autre; mettez l'inférieur en communication avec le sol, le supérieur avec une source d'électricité : l'inférieur se chargera à sa face supérieure d'une forte proportion d'électricité de signe contraire à celle du plateau supérieur. Cette expérience nous donne le moyen d'accumuler une grande quantité d'électricité dans un conducteur et de l'y retenir longtemps; car, si nous abandonnons un corps conducteur isolé à lui-même, nous trouvons que l'électricité qui lui a été communiquée va toujours en s'affaiblissant et finit par disparaître complétement, et d'autant plus vite que l'air est plus humide et le baromètre plus bas. L'air sec est un corps isolant, mais la mobilité de ses parties diminue cette propriété : en effet, le corps électrisé attire une molécule, l'électrise, puis la repousse; elle emporte donc une petite quantité d'électricité. Cet effet, en se renouvelant souvent, finit par faire revenir le conducteur à l'état neutre. L'effet est encore plus rapide si l'air est humide; car la vapeur d'eau conduit l'électricité et diminue en se déposant à leur surface l'action des supports isolants. C'est pour la même raison qu'un conducteur ne peut emprunter à une source constante d'électricité qu'une quantité donnée de fluide. Si nous tournons le plateau d'une machine électrique, la quantité d'électricité augmente rapidement sur ses conducteurs; mais au bout d'un temps très-court elle atteint son *maximum*, et, l'on a beau tourner, il n'y a plus d'augmentation. C'est que l'air enlève à chaque instant aux conducteurs autant d'électricité qu'ils en reçoivent.

Les phénomènes dus à l'électricité par influence empêchent la perte de l'électricité. Dans l'expérience des deux disques suspendus l'un audessus de l'autre, + E agit sur — E avec une telle énergie, que l'effet des particules aériennes est beaucoup plus faible et la perte beaucoup moindre. Portons au *maximum* l'électricité d'une plaque unie à la machine électrique, puis tenons pendant quelque temps l'autre disque

au-dessous; si nous mesurons comparativement la tension électrique, après avoir éloigné le disque inférieur, nous trouverons qu'elle est devenue plus forte: la présence du disque inférieur la coerçait, c'est-à-dire l'empêchait d'agir au dehors, effet qui s'est reproduit dès qu'on l'a enlevé.

Les phénomènes dont nous venons de parler se montrent à chaque instant dans l'atmosphère. Un nuage chargé d'électricité agit par influence non-seulement sur d'autres nuages, mais encore sur la terre, à la surface de laquelle il attire l'électricité de nom contraire. C'est aussi sur ces principes que reposent tous les appareils qui nous serviront à mesurer l'électricité atmosphérique. Ces effets ont lieu non-seulement lorsque les deux corps sont séparés par une couche d'air isolante, mais même lorsque des corps idioélectriques, tels que la résine ou le verre, sont interposés entre eux. La couche isolante formée de corps idioélectriques n'a pas besoin d'être aussi épaisse que celle d'air sec, et l'électricité produite par influence est d'autant plus forte, que le corps isolant est plus mince. La construction de la bouteille de Leyde est fondée précisément sur cette propriété.

ÉLECTROMÈTRES. — Ces instruments servent à reconnaître et à mesurer l'électricité atmosphérique. Celui de **Volta** se compose d'un flacon de verre surmonté d'une tige métallique qui plonge dans le flacon et porte deux pailles librement suspendues, un fil métallique très-fin passant par un trou. Il est bon de choisir quelquefois pour ces pailles des portions de certains chaumes légers, fournis par des espèces des genres *poa* ou *agrostis*. Dès que les pailles sont électrisées, elles s'écartent. On colle une échelle sur les parois du verre. Dans l'électroscope de **Volta** les divisions étaient distantes d'un millimètre. Lorsque la tension électrique est très-forte, comme dans les orages, cet instrument n'est pas bon; on préférera un électroscope moins sensible où de petits morceaux de bois remplacent les pailles de celui de **Volta**. Pour rendre ces instruments comparables, on les fait communiquer avec une même source d'électricité, et on mesure les écartements respectifs qui ont lieu quand on leur en communique des quantités égales.

Pour étudier l'électricité des nuages, **Franklin** le premier employa le cerf-volant électrique. Il attacha un cerf-volant ordinaire à une ficelle mouillée ou unie à un fil métallique très-fin; lorsque le cerf-volant fut enlevé, il fit communiquer la ficelle avec un électromètre. Cette expérience est fort dangereuse; il vaut mieux employer des conducteurs isolants qu'on fixe sur le toit d'une maison ou à un bâton de verre, dont on étudie ensuite l'état électrique à l'aide de l'électromètre [1]. D'après **Volta**,

[1] Franklin, dans son beau travail sur l'influence des pointes, avait indiqué les moyens d'investigation qu'il se proposait d'employer pour étudier l'électricité des

un fil de fer de 2 mètres de long qu'on tient verticalement remplit parfaitement le but qu'on se propose. Si un nuage positif, par exemple, se trouve au-dessus de la tige, elle s'électrise négativement à son extrémité supérieure, et positivement à l'inférieure. Pour mesurer la tension électrique à l'une des extrémités, il suffit de décharger l'extrémité inférieure et d'examiner l'état électrique d'une boule située à l'autre extrémité; cette électricité aura toujours un signe contraire à celui de l'atmosphère. **Coulomb** et d'autres physiciens ont eu recours à ce procédé. Il vaut mieux terminer la tige par une pointe qui laisse échapper l'électricité dont elle s'est chargée; l'extrémité inférieure conservera alors la même électricité que celle du nuage. La flamme d'un morceau d'amadou ou d'un flocon d'étoupe, d'une mèche soufrée ou d'une lampe à l'esprit-de-vin, placée à l'extrémité de la tige, favorise encore plus le rayonnement électrique, et la quantité d'électricité devient plus considérable dans l'extrémité inférieure. Pour reconnaître la nature de l'électricité, on approche de l'électromètre un bâton de résine frottée: si les parties s'écartent davantage, elles sont chargées d'électricité positive; si elles se rapprochent, elles contiennent de l'électricité négative. Je préfère l'électromètre de **Bohnenberger**, qui indique plus sûrement et plus vite la nature de l'électricité.

Si, dans une plaine découverte ou sur le sommet d'un édifice élevé, on fait des expériences de ce genre, on obtient presque toujours des signes d'électricité atmosphérique; mais, si l'observateur est environné d'objets qui le dominent, alors il n'obtient point de signes électriques: dans ce cas il faut employer le condensateur imaginé par **Volta**. Au-dessus de la tige métallique qui porte les pailles, on fixe un disque de cuivre de 4 à 6 centimètres de diamètre parfaitement uni et enduit à sa face supérieure d'un vernis de laque; un second disque est enduit du même vernis et surmonté d'une tige de verre. Supposons que l'espace soit chargé d'une électricité positive très-faible, celle-ci ne fera pas diverger les deux pailles, parce que l'électricité se distribue dans son trajet le long de la tige métallique. Mais, si nous plaçons l'un sur l'autre ces deux disques en faisant communiquer le supérieur avec le sol, celui-ci s'électrisera négativement (— E) à sa partie inférieure, et fixera l'électricité positive (+ E) de l'électroscope à la partie supérieure du plateau inférieur; alors l'instrument pourra en recevoir une quantité nouvelle

nuages, mais ce fut en 1752 que d'Alibard monta le premier à Marly-la-Ville un appareil fixe avec lequel il tira des étincelles d'un nuage orageux et ce fut Romas qui enleva le premier cerf volant électrique dans la même année. Voyez la traduction des *Lettres* de Franklin par d'Alibard, 2e édit., t. II, p. 99, et celle de Barbeu-Dubourg, 1re partie, p. 105; les *Mémoires des Savants étrangers de l'Académie des Sciences de Paris*, t. II, p. 393; et enfin la *Lettre* de Franklin à Collinson du 29 juillet 1750, et celle du 19 octobre 1752. M.

par la tige : si ensuite on enlève le plateau supérieur, il y aura une divergence plus forte des deux pailles.

Volta a décrit avec détail ce procédé dans ses *Lettres météorologiques*, et M. **Colladon** fit voir qu'on pouvait employer avec avantage la déviation de l'aiguille aimantée produite par des courants électriques. Cette méthode me paraît préférable quand on observe avec un appareil fixe. M. **Peltier** a le premier construit un appareil de ce genre, susceptible de donner des résultats rigoureux ; M. **Becquerel** l'a décrit minutieusement dans son ouvrage sur l'électricité [1].

CAUSES DE L'ÉLECTRICITÉ ATMOSPHÉRIQUE. — Après avoir reconnu que les nuages orageux étaient fortement chargés d'électricité, on s'aperçut que la pluie était presque toujours électrique ; et l'on vit qu'il y avait de l'électricité dans l'air, même pendant les temps les plus sereins : on se demanda d'où elle provenait. Le frottement étant alors la seule cause productrice connue de l'électricité, on pensa que celle de l'atmosphère provenait du frottement des masses d'air les unes contre les autres. Malgré les objections de plusieurs physiciens, je ne crois pas que cette cause soit complétement nulle : quand on agite dans l'air un tissu de soie, il s'électrise ; pourquoi n'en serait-il pas de même pour deux masses d'air ? Si la température, l'humidité, etc., des deux masses sont les mêmes, il n'y aura point production d'électricité, de même qu'il n'y en aura pas si l'on frotte l'un contre l'autre deux bâtons de résine parfaitement identiques. Mais, dès que l'un est plus chaud que l'autre, alors le plus froid devient positif, le plus chaud négatif : loi qui se vérifie pour tous les corps de même nature qu'on frotte les uns contre les autres. Ainsi donc les masses supérieures de l'air seraient positives, les inférieures négatives.

Les actions chimiques qui se passent constamment dans l'atmosphère sont infiniment plus puissantes ; nous rangerons en première ligne l'évaporation. **Volta** montra le premier que l'évaporation produisait de l'électricité ; **de Saussure** confirma cette opinion. Mais M. **Pouillet** nous a fait connaître les détails et les conditions du phénomène. L'évaporation pure et simple ne produit pas d'électricité, à moins qu'il n'y ait décomposition chimique : si de l'eau distillée s'évapore sur des plateaux de platine, il n'y a point production d'électricité ; mais, si l'on ajoute des quan-

[1] M. Peltier a imaginé depuis un nouvel électromètre dont les indications sont beaucoup plus étendues et la lecture plus certaine que dans les électromètres ordinaires. Outre les différences dans sa forme et dans son aiguille indicatrice, la tige de cet instrument n'est pas terminée par une pointe, elle est, au contraire, surmontée par une boule de métal poli. C'est au moyen de ces électromètres à boule qu'il a cherché à démontrer que l'atmosphère n'a pas d'électricité propre, qu'elle ne cède rien à l'instrument ; que c'est le globe terrestre, qui est un corps chargé d'une manière permanente d'électricité *résineuse*, qui agit sur l'instrument par influence lorsqu'on le lève ou qu'on le baisse. (Voyez *Annales de Chimie et Physique*, 3e série, t. IV.) M.

tités, quelque petites qu'elles soient, de sels, d'acides, etc., alors il y a production d'électricité au moment où la vapeur d'eau se sépare des corps auxquels elle était unie. La vapeur s'électrise positivement, le vase négativement : or, comme le sol émet sans cesse des vapeurs, et que l'eau dans la nature contient toujours des substances étrangères en dissolution, les vapeurs s'élèvent chargées d'électricité positive, tandis que le sol conserve l'électricité négative.

La combustion est une autre cause productrice de l'électricité. Quand le charbon brûle, il s'en échappe un courant d'acide carbonique électrisé positivement tandis que le charbon reste négatif. L'atmosphère contient donc toute l'électricité, résultat des combustions qui se font à la surface de la terre. Enfin, quand les plantes germent, l'acide carbonique qu'elles exhalent emporte de l'électricité positive, tandis que les vaisseaux desquels le gaz se dégage restent chargés de fluide négatif ; la même chose se passe probablement pendant toute la vie de la plante, d'où résulte une grande proportion d'électricité positive que la végétation verse dans l'atmosphère.

LUMIÈRE ÉLECTRIQUE. — Quand les deux fluides de noms contraires se réunissent en passant par un corps mauvais conducteur, il y a production d'étincelles s'ils sont en quantité suffisante. On les remarque déjà quand on frotte un bâton de résine dans l'obscurité et qu'on en approche le doigt; avec la machine électrique et d'autres appareils énergiques, le phénomène est encore plus évident. Si l'étincelle traverse l'air, on entend un bruit sec dont l'intensité est en général proportionnelle à celle de la lumière.

Sans entrer dans plus de détails sur la nature de cette étincelle, je me contenterai de quelques remarques qui s'appliquent à la foudre. Plus l'électricité est intense, ou, en d'autres termes, plus il y a d'électricité qui traverse l'air dans un moment donné, plus la lumière est blanche et éblouissante. La lumière qui s'échappe des extrémités obtuses de la machine est rougeâtre et violette; elle ne devient blanche que sur une pointe, où elle est plus concentrée. De même l'étincelle d'une bouteille de Leyde est d'un blanc éblouissant. Si, dans le vide de la machine pneumatique, nous disposons deux corps entre lesquels on fasse passer l'étincelle, celle-ci s'étend sous forme d'une lueur violette diffuse, tandis qu'elle est blanche et circonscrite dans l'air qui conserve sa densité habituelle. Entre des nuages orageux rapprochés de la terre, les étincelles sont d'un blanc éblouissant; les orages, au contraire, qui sont à une grande hauteur dans l'atmosphère, lancent des éclairs rougeâtres ou violets.

Quand la tension des deux électricités qui se réunissent est considérable, l'étincelle ne suit pas toujours une ligne droite; on le voit déjà dans les machines faibles, où souvent elle se divise ou se meut en zigzag.

Si l'on fixe une petite boule au conducteur d'une machine, et qu'on tienne la main ouverte à une certaine distance, alors elle est souvent frappée d'étincelles ramifiées : de faibles différences dans la constitution de l'air, des particules de poussière, qui se trouvent sur la voie de l'étincelle, sont les causes probables de sa division. Il en est de même des éclairs pendant un violent orage.

ÉLECTRICITÉ PAR UN TEMPS SEREIN. — Quand le ciel est pur et sans nuages, un instrument sensible placé dans un lieu découvert accuse presque toujours de l'électricité positive ; elle ne devient négative que dans le cas où il y a des orages éloignés. Mais cette électricité positive varie en intensité ; des nuages passagers, des souffles de vent, la modifient en quelques secondes. Les causes de ces changements n'ont pas encore été suffisamment étudiées. Si toutefois on observe à des heures déterminées, on reconnait dans nos contrées l'existence d'une courbe dont **de Saussure** et **Schübler** ont cherché à déterminer les éléments.

Au lever du soleil, l'électricité atmosphérique est faible ; elle continue à augmenter tant que le soleil s'élève et que les vapeurs s'épaississent dans les régions inférieures de l'atmosphère. Cette période croissante dure en été jusqu'à 6 heures ou 7 heures du matin ; au printemps et en automne, jusqu'à 8 heures ou 9 heures ; en hiver, jusqu'à 10 heures ou midi. Peu à peu la tension atteint son *maximum ;* pendant ce temps les régions inférieures sont remplies de vapeurs, l'humidité de l'air augmente, et la tension hygrométrique est plus forte que le matin : dans la saison froide il y a souvent du brouillard. Le plus souvent l'électricité décroît immédiatement après avoir atteint son *maximum*, d'abord rapidement, puis plus lentement. Les vapeurs visibles des couches inférieures disparaissent, les brouillards se dissipent, l'atmosphère s'éclaircit, et les objets éloignés semblent se rapprocher du spectateur. Vers 2 heures de l'après-midi, l'électricité atmosphérique est déjà très-faible et à peine plus forte qu'au lever du soleil. Elle va en diminuant jusqu'à 2 heures avant le coucher du soleil ; en été, jusqu'à 4 heures, 5 heures ou 6 heures du soir ; en hiver, jusqu'à 3 heures. Son *minimum* dure plus longtemps que son *maximum*. Dès que le soleil s'approche de l'horizon, elle commence à croître de nouveau, augmente très-sensiblement au moment du coucher du soleil, s'accroît pendant le crépuscule, et atteint un second *maximum* une heure et demie à deux heures après le coucher du soleil. Alors des vapeurs se forment dans les régions inférieures de l'air, l'humidité augmente, le serein tombe. Ce second *maximum* égale ordinairement celui du matin, mais il dure peu, et l'électricité diminue lentement jusqu'au lendemain matin.

Il est à désirer que l'on multiplie ce genre d'observations de manière à posséder des séries comprenant plusieurs années, afin que nous sachions le rapport qui existe entre ces indications et celles des autres

instruments. J'ai commencé des séries à diverses reprises, mais la situation défavorable de ma maison, et d'autres circonstances, m'ont empêché de continuer ce travail. Toutefois les résultats obtenus à Halle m'ont paru différer de ceux qu'on avait trouvés dans l'Allemagne méridionale. Il en est de même des montagnes. Mes observations sur les Alpes semblent montrer qu'il n'y a qu'un *minimum* le matin et un *maximum* le soir.

Outre la période diurne, il y a encore une période annuelle. L'électricité positive des temps sereins est bien plus forte en hiver qu'en été, et varie d'une manière régulière dans l'intervalle qui sépare ces deux saisons.

Le manque d'observations prolongées ne permet pas d'indiquer la cause de cette différence. Les vapeurs qui s'élèvent sans cesse des régions inférieures entraînent dans les régions élevées une quantité considérable d'électricité positive dont l'instrument indique la présence. Toutefois on peut se demander si les changements que nous observons dans le bas ont réellement une marche concordante avec l'état moyen des couches supérieures. L'expérience montre que l'électricité positive devient d'autant plus forte qu'on s'élève davantage dans l'atmosphère. La hauteur absolue et l'absence de tout abri ont une grande influence : aussi **de Saussure** ne craint-il pas de dire que nous aurions une aussi forte électricité dans une plaine que sur le sommet d'une montagne, si nous n'étions pas dominés par les objets environnants. Deux conditions modifient les indications de nos instruments : ce sont l'électricité de l'air et son pouvoir isolant.

Supposons, pour plus de simplicité, que l'air à la surface du sol ne possède point d'électricité, et que nous ne trouvions qu'à une certaine hauteur une couche aérienne qui donne des signes d'électricité : c'est donc comme si un corps électrisé était suspendu au-dessus de la terre ; ce corps agit au-dessous de lui par contact et par influence. Quel est celui de ces deux modes d'action qui l'emporte sur l'autre ? C'est ce qu'il est difficile de décider. Peut-être tous deux sont-ils également influents ; mais quand le ciel est serein, comme dans le cas présent, c'est le mode par influence qui est le plus puissant. L'électricité positive de l'espace attire l'électricité négative dans la pointe de la verge métallique ; l'électricité positive est repoussée dans sa partie inférieure, et, comme la première s'écoule, la seconde donne des signes de sa présence. Supposons que l'électricité de la voûte du ciel conservât toujours la même intensité, mais, se rapprochât du sol ; alors assurément l'électricité produite par influence sur l'électromètre aurait une tension plus forte, mais à distance égale l'action isolante de l'air, qui n'est pas la même, produirait un effet analogue. Rappelons-nous les expériences de la machine électrique : la distance de deux corps ne changeant pas, l'électricité produite par in-

fluence est surtout énergique quand les deux corps sont séparés par une couche d'air; mais des corps très-mauvais conducteurs, tels que le verre et les résines, sans être aussi épais, déterminent une tension aussi forte. Ces expériences montrent clairement qu'à distance égale on obtient des tensions différentes, suivant le pouvoir isolant des corps interposés. Il est très-probable que des expériences faites dans le même lieu, mais dans des états thermométriques et hygrométriques différents, donneraient des tensions fort inégales, quand même la distance resterait toujours la même. Avec un air sec, qui isole très-bien, la tension sera moindre que par un temps humide.

La même chose a probablement lieu dans l'atmosphère. La force de l'électricité des hautes régions restant la même à distance égale, celle de nom contraire, qui est attirée dans le sol, augmentera ou diminuera, suivant que l'air sera humide ou sec, et l'observateur aurait tort de conclure que celle de l'espace a augmenté ou diminué.

L'hypothèse que nous avons faite ne se réalise jamais complétement dans la nature; car, les vapeurs s'élevant sans cesse et la végétation étant en activité pendant une partie de l'année, le sol se trouve à l'état négatif tandis que l'atmosphère est positive. Chaque particule aérienne possède également de l'électricité positive; mais les influences de la terre et celle des couches supérieures décomposent les deux électricités de la particule, qui sera chargée à sa partie inférieure d'un peu plus d'électricité positive qu'à la supérieure. Ceci complique singulièrement la question de l'accroissement de l'électricité avec la hauteur. Toutes les particules agissent sur la tige qui surmonte l'électromètre; mais leur action diminue avec la distance, et est d'autant moins énergique que l'air isole mieux. Ce que l'observateur regarde comme un effet des couches supérieures est souvent dû à l'action de couches élevées à peine d'une centaine de mètres au-dessus de l'instrument.

J'ai cru nécessaire de consigner ici ces remarques, car on donne souvent aux indications de l'électromètre une plus grande importance qu'elles n'en ont réellement. Si donc nous cherchons à expliquer les variations diurnes et annuelles de l'électricité, nous ne devons pas perdre de vue l'état hygrométrique de l'air. Après le lever du soleil, l'évaporation commence avec l'accroissement de la température, il s'élève une foule de vapeurs chargées d'électricité positive, de façon qu'il se trouve dans les couches inférieures un plus grand nombre de corps électrisés que pendant la nuit. Mais la quantité de vapeur d'eau contenue dans un mètre cube d'air augmente principalement dans les couches inférieures; et comme l'air est encore assez humide, les particules peuvent agir à distance sur l'électromètre, dont la tension augmente. A mesure que la température s'élève, l'évaporation devient plus active; mais en été il se produit en même temps un courant ascendant qui entraîne les

vapeurs, dont la quantité diminue en bas vers les 9 heures du matin ; alors moins de particules agissent sur l'électromètre; et, comme l'humidité relative tend à diminuer, l'action par influence est moins énergique : de là le *maximum* qui précède ce moment. Dès que le courant ascendant devient plus énergique, les vapeurs s'élèvent plus vite, la sécheresse augmente en bas, la tension diminue, et on trouve un *minimum* qui succède à la plus grande chaleur diurne. Alors le courant ascendant se ralentit, les vapeurs ne s'élèvent plus autant, l'air devient plus humide, la plus grande proportion de particules aériennes ou aqueuses douées d'électricité, qui se trouvent dans le voisinage de l'électromètre, agissent plus fortement sur lui par l'intermédiaire de l'air humide; la tension augmente, et, à l'heure où la pression de la vapeur aqueuse est aussi forte que possible, l'électricité atteint aussi son *maximum*. L'évaporation diminue alors, la vapeur se précipite sur certains corps, une foule de vésicules électrisées disparaissent de l'atmosphère, et la tension électrique diminue toujours jusqu'au lendemain matin. En hiver, où l'évaporation et la végétation sont beaucoup moins actives qu'en été, la tension est cependant plus forte : la raison en est dans le moindre pouvoir isolant de l'air, qui, étant plus humide, permet à un plus grand nombre de particules d'agir sur l'instrument.

Pour suivre ces lois jusque dans leurs détails, il faudrait observer pendant une longue série d'années l'électromètre, simultanément avec les autres instruments, dans différents lieux. Toutefois le petit nombre de faits que nous possédons donnent un haut degré de probabilité à la théorie émise; car en été, où la quantité de vapeur d'eau est bien plus petite pendant l'après-midi que le soir ou le matin, nous trouvons la plus grande diminution de l'électricité dans l'après-midi : alors les vapeurs montent rapidement vers les couches supérieures, leur quantité augmente, et l'humidité relative change beaucoup moins que dans le bas; elle est même plus forte l'après-midi que le matin, et l'électricité n'atteint son *maximum* que dans l'après-midi. Peut-être en est-il de même sur les bords de la mer; car en hiver, où l'air atteint son *maximum* d'humidité dans l'après-midi, l'électricité atteint le sien à la même époque. (*Voy.* la note E.)

ÉLECTRICITÉ DE LA ROSÉE ET DES BROUILLARDS.—Quand la vapeur d'eau se précipite dans l'atmosphère, une plus ou moins grande quantité d'électricité positive devient libre. Toutefois l'augmentation de la tension électrique tient-elle à ce que l'air humide permet à des particules plus éloignées d'agir sur l'électromètre, ou bien l'électricité devient-elle libre lors de la précipitation des vapeurs de la même manière que la chaleur latente? C'est ce qu'il est difficile de décider. En effet, l'électricité est assez forte quand la rosée se dépose; si celle-ci est abondante, alors le *maximum* de la période diurne a lieu vers le soir. Les

signes d'électricité sont aussi très-marqués pendant le brouillard, tous les observateurs l'ont reconnu, et **de Saussure** affirme n'avoir jamais vu de brouillard sans un développement notable d'électricité. En général elle est positive et plus forte en hiver qu'en été, d'après les observations de **Schübler**. L'électricité est d'autant plus forte que les brouillards sont plus épais; rarement ils donnent des signes d'électricité négative : toutefois ces phénomènes sont trop peu connus pour que je puisse en parler avec plus de détails.

L'opinion reçue sur l'augmentation de l'électricité pendant la formation des brouillards demande à être soumise à de nouvelles expériences. Nous ne devons pas perdre de vue qu'il n'existe qu'un petit nombre d'expériences sur l'électricité atmosphérique. Pendant des mois entiers, les météorologistes n'observent pas les instruments. Survient-il un orage, ou bien les pailles de l'électromètre divergent-elles fortement, alors ils les regardent et notent leurs indications. Mais on ne saurait conclure de ces indications si la divergence était forte ou faible relativement à la divergence moyenne. D'après mes observations de Halle, je serais tenté de croire qu'avec le brouillard l'électricité est plus faible que par un temps clair et humide. Sur les Alpes j'ai toujours trouvé dans ces circonstances une forte électricité positive; mais, dès que des nuages s'approchaient, son intensité diminuait, et elle était presque nulle quand j'étais entouré de nuages ; à Halle, mêmes remarques. C'est à l'expérience à décider si ce sont des faits exceptionnels résultant de ce que l'électricité s'est écoulée facilement dans le sol parce que l'air était humide, ou si c'est l'état normal et habituel.

ÉLECTRICITÉ PENDANT LA PLUIE. — Lorsque de la pluie ou de la neige tombe des régions supérieures de l'atmosphère, il y a en même temps production d'une quantité d'électricité plus ou moins forte; c'est seulement pendant les pluies douces et continues qu'on n'en observe point de traces : dans ce cas l'électricité est tantôt positive, tantôt négative. D'après les observations de **Schübler**, il y a dans l'Allemagne méridionale 100 pluies positives sur 155 négatives; d'après celles de **Hemmer** à Manheim, 100 positives sur 108 négatives : dans les deux séries, ces dernières sont plus continues. La direction du vent n'est pas sans influence sur ces différences. Si nous désignons par 100 le nombre des pluies positives avec chaque vent, nous trouvons les nombres suivants pour le nombre des pluies négatives avec les mêmes vents.

NOMBRE DES PLUIES NÉGATIVES PAR CHACUN DES VENTS, CELUI DES PLUIES POSITIVES ÉTANT ÉGAL A 100.

	SCHUBLER.	HEMMER.
N.	91	52
N.E.	109	75
E.	166	95
S E.	175	95
S.	260	101
S.O.	232	117
O.	145	106
N.O.	128	67

(*Voy.* l'Appendice, fig. 38.)

Avec les vents du nord, le nombre des pluies positives est donc relativement plus grand qu'avec les vents du sud; la différence des deux nombres obtenus par **Schübler** et **Hemmer** tient à des circonstances locales et aux conditions climatériques qui n'étaient pas les mêmes. En résumé : leurs observations prouvent que pendant le cours d'une année la plupart des pluies sont positives, tandis qu'elles sont négatives dans une autre. Aussi des résultats annuels peuvent-ils être fort différents de la moyenne générale.

Quelle est l'origine de cette électricité négative? **Schübler, Tralles, Volta** et d'autres expliquent le phénomène par l'évaporation des gouttes d'eau : quand elles traversent un air sec elles se changent partiellement en vapeurs qui entraînent l'électricité positive, tandis que les gouttes restent à l'état négatif. Cette hypothèse est confirmée par ce fait d'observation, que dans le voisinage des cascades, où un grand nombre de gouttes sont lancées en l'air, on trouve toujours des traces d'électricité négative plus ou moins marquées. Plusieurs expériences faites par **Belli** rendent cette hypothèse peu probable. Si l'on isole un jet d'eau artificiel, tel qu'une fontaine de héron, et qu'on le place par un temps serein dans un endroit découvert où l'électricité atmosphérique soit forte, les gouttes seront négatives, le vase positif; si l'expérience est renouvelée par un temps sec sur des points où il n'y a point de signes d'électricité atmosphérique, il n'y aura d'électricité ni sur le vase, ni sur les gouttes, quoique l'évaporation soit la même : ce n'est donc pas à l'évaporation, c'est à l'influence, comme le dit très-bien **Belli**, qu'est due l'électricité. Quand le jet d'eau s'élève vers un ciel serein électrisé po-

sitivement, celui-ci agit par influence; le jet d'eau s'électrise positivement en bas, négativement en haut; mais, dès que l'air est sans électricité, l'action par influence n'a plus lieu et il n'y a pas trace d'électricité. Il en est de même d'une cascade : elle s'électrise négativement en haut, positivement en bas; l'électricité vitrée s'écoule dans le sol, l'autre reste unie aux gouttes liquides.

Ainsi donc, quoique l'évaporation puisse développer de l'électricité négative dans les gouttes qui tombent, l'action par influence est beaucoup plus énergique; souvent les nuages ont une forte électricité positive, tandis que celle du sol est négative. S'il y a deux couches de nuages au ciel et que la pluie tombe principalement de l'nférieure, toutes deux sont électrisées positivement; mais l'état électrique de l'inférieure est modifié par celui du sol : elle devient positive à sa face inférieure, négative à la supérieure. La pluie est alors positive. Bientôt non-seulement la face inférieure du nuage, mais encore le sol, redeviennent neutres; aussi, au bout d'un certain temps, ne trouve-t-on plus le moindre indice d'électricité jusqu'à ce que, sous l'influence du nuage supérieur, l'inférieur se charge d'une grande quantité d'électricité négative libre. Les gouttes qui en tombent seront donc négatives; mais, si un coup de vent condense de nouveau la vapeur d'eau dans le nuage, alors on trouve derechef que les gouttes d'eau sont électrisées positivement.

Chaque fois que j'ai pu suivre ce phénomène, je me suis assuré de l'action du nuage supérieur sur l'inférieur. Dans d'autres cas, le nuage agit sur les gouttes de pluie elles-mêmes et change leur état électrique. Ceci bien compris, l'influence des vents sur l'état électrique de la pluie s'en déduit aisément.

D'après ce que nous avons vu précédemment, l'origine de la pluie par les vents du nord ou du sud est bien différente. Si, par un ciel serein, la température est élevée durant plusieurs jours, le baromètre commence à baisser, quelques *cirrus* se forment dans les hautes régions en même temps que le vent du sud devient dominant; les *cirrus* s'étendent, le ciel devient blanchâtre, et l'électricité positive augmente dans ses couches inférieures. Le baromètre continuant à baisser, il se forme des *cumulus* dans le bas, et la pluie commence. Au moment où ils se produisent, le *cumulus* et la pluie sont tous deux électrisés positivement. Bientôt l'électricité négative s'accumule à la partie supérieure du *cumulus*, et la pluie elle-même finit par devenir négative; mais, comme par les vents du nord il n'y a souvent qu'une seule couche de nuages, cette action par influence n'a pas lieu et la pluie est plus souvent positive. En hiver la neige tombe ordinairement d'une seule couche; aussi est-elle presque toujours positive.

FORMATION DES ORAGES. — Dans aucun phénomène l'électricité ne se manifeste d'une manière aussi évidente que dans celui-ci;

mais il n'en est point où son rôle soit plus difficile à analyser. Les nuages orageux sont en général d'abord petits, et grossissent rapidement, en ce qu'ils semblent s'accroître par la précipitation des vapeurs qui les entourent; en peu de temps ils recouvrent le ciel, dont le bleu est ordinairement très-pâle. Dans d'autres cas il se forme sur différents points de l'horizon des nuages qui restent isolés ou finissent par se réunir; ils sont caractérisés en ce que les *cirrus* des parties élevées de l'atmosphère passent à l'état de *cirro-cumulus* épais, et les *cumulus* forment une masse compacte et uniforme de *cumulo-stratus :* c'est ce que l'on voit bien, surtout quand l'orage se forme à l'horizon. La masse entière présente des oppositions de lumière fort remarquables; dans quelques points elle est d'un gris foncé, et dans d'autres elle offre des couleurs brillantes passant au jaune : on y voit des stries allongées d'un gris cendré. Quand le soleil est près de se coucher, ces nuages sont jaunâtres à l'ouest, cette couleur passe au gris et au bleu, et il semble qu'on regarde le paysage à travers un verre jaune ou orangé.

Souvent l'orage se forme plusieurs heures avant d'éclater. Le matin le ciel est complétement pur, vers midi on remarque des *cirrus* isolés qui donnent au ciel un aspect blanchâtre; le soleil est pâle et blafard, il y a des parhélies ou des couronnes autour du soleil. Plus tard les *cumulus* apparaissent, et en s'étendant ils se confondent avec la couche supérieure. Peu de temps avant que l'orage éclate on voit une troisième couche, que l'on remarque surtout dans les pays de montagnes : toutefois je l'ai aussi aperçue dans les plaines de l'Allemagne, quoique moins bien que sur les Alpes [1].

La formation des orages est précédée d'une baisse lente et continue du baromètre, comme cela doit être quand des *cirrus* occupent le ciel. Le calme de l'air et une chaleur étouffante, qui tient au manque d'évaporation de la surface de notre corps, sont des circonstances tout à fait caractéristiques. Cette chaleur n'affecte pas proportionnellement le thermomètre; elle est propre aux couches inférieures de l'air, car elle décroît rapidement avec la hauteur. Ainsi des observations correspondantes à Munich et sur quelques montagnes de la Bavière font voir que dans l'après-midi des jours d'orage le décroissement était de 1° pour 78 mètres, savoir, deux fois plus rapide que ce qu'il est en moyenne. Les observations du Saint-Gothard, comparées à celles des villes voisines,

[1] Dans sa notice sur le tonnerre (*Annuaire du bureau des Longitudes* pour 1838), M. Arago a fait voir que les orages pouvaient être engendrés par un certain nombre de nuages agglomérés ou superposés; mais il cite aussi plusieurs exemples empruntés à Marcorelle, Duhamel du Monceau et M. Hossard où la foudre est sortie d'un nuage isolé très-petit. Ces faits sont contraires à l'opinion de Franklin, de Saussure et de Beccaria, qui n'admettent pas qu'un nuage unique puisse être orageux. Ce sujet réclame donc l'attention des observateurs.

prouvent la même chose; les anomalies de la réfraction terrestre que l'on observe alors conduisent au même résultat. Le matin le décroissement de la température étant ordinairement fort lent, il en résulte nécessairement dans l'après-midi un courant ascendant très-intense, qui entraîne les vapeurs vers les régions supérieures de l'atmosphère, où elles se condensent rapidement.

DE L'ÉCLAIR. — Quand la précipitation instantanée de la vapeur d'eau dégage une certaine quantité d'électricité, alors il y a étincelle, comme nous le voyons dans nos expériences de cabinet; cette étincelle va d'un nuage à la terre ou d'un nuage à l'autre. On peut distinguer de loin ces deux genres d'éclairs. Si l'éclair joint deux nuages dont la hauteur est inégale, alors le ciel est éclairé irrégulièrement; on remarque un point où la lumière est plus intense, mais elle n'est point nettement circonscrite : à partir de ce centre, la lumière va en diminuant d'intensité. L'éclair va-t-il d'un nuage à la terre, alors on observe un sillon de lumière étroit, éblouissant, bien limité et entouré d'une lueur moins intense : on observe cette même bande quand elle joint deux nuages qui sont à hauteur égale, et que des nuages inférieurs ne nous en dérobent point la vue : dans ce dernier cas nous n'apercevons qu'une lueur, comme dans le premier. Ajouterai-je que ces éclairs sont identiques, mais que la vue immédiate des premiers nous est dérobée par les nuages qui passent devant eux?

Si l'éclair était immobile, il nous apparaîtrait sous la forme d'un globe de feu; souvent de forts éclairs se terminent ainsi à leur extrémité antérieure. L'éclair affecte la forme de zigzag, comme l'étincelle de nos machines; peut-être a-t-il réellement la forme d'une hélice, dont la projection paraît une ligne brisée. L'inégale conductibilité de l'air explique cette marche de l'éclair et aussi ses bifurcations. Pendant de violents orages, l'éclair principal émet des branches latérales ou paraît ramifié à son origine. Dans un orage très-fort qui eut lieu à Halle en juin 1834, l'éclair avait l'apparence d'une colonne vertébrale avec les côtes qu'elle supporte.

En général, la couleur de l'éclair est d'un blanc éblouissant; je l'ai vu cependant souvent tirer sur le violet. En 1834, plusieurs habitants de Halle ont fait la même remarque; les éclairs étaient fort élevés et avaient lieu par conséquent dans un air raréfié : or on sait que si l'on fait passer une étincelle à travers la cloche de la machine pneumatique, sa lueur est d'autant plus violette que le vide est plus parfait.

On admet généralement que l'éclair se meut de haut en bas; toutefois il existe de nombreux exemples où il a suivi une direction opposée. L'étincelle part probablement à la fois des deux corps, comme on le voit quand on approche une sphère des conducteurs d'une machine électrique. J'ai remarqué plusieurs fois sur des nuages de même hauteur

que deux éclairs partaient de chacun d'eux, et se réunissaient au milieu de l'intervalle qui les séparait [1].

TONNERRE. — Plus ou moins longtemps après l'éclair on entend le tonnerre; ce bruit résulte du déplacement de l'air par l'étincelle et l'irruption de l'air environnant, qui vient remplir le vide formé, comme cela arrive quand on ouvre un étui bien fermé. Le tonnerre suit l'éclair parce que le son, parcourant 333 mètres par seconde, n'arrive pas aussi vite à notre oreille que la sensation lumineuse.

Le bruit du tonnerre n'est pas le même, suivant qu'on est plus ou moins éloigné de l'éclair; ainsi, quand le tonnerre tombe à la surface de la terre, ceux qui se trouvent dans le voisinage entendent un bruit sec plus ou moins fort qui cesse à l'instant même. Des observateurs placés un peu plus loin entendent une série de bruits qui se succèdent rapidement; ces derniers diffèrent complétement des roulements du tonnerre, surtout quand les explosions se font entre des nuages. Le roulement dure plusieurs secondes, même une minute, et ne va pas en diminuant de force; au contraire, il semble se renforcer de temps en temps, et paraît entremêlé de coups plus violents, comme le bruit produit par une masse qui roule sur un escalier. Le bruit, faible au commencement, s'accroît successivement, et n'atteint sa plus grande force qu'au bout d'un certain temps.

Il est difficile d'expliquer le roulement du tonnerre; on ne saurait le comparer au retentissement d'une corde mise en mouvement. Les anciens physiciens n'y voyaient qu'une répercussion du son par la terre, hypothèse qui semblait d'autant plus probable que le roulement est bien plus fort dans les pays de montagnes que dans les plaines : toutefois, comme on l'entend aussi en pleine mer, on pensa que les nuages répercutaient le son. **Deluc** objecta le premier qu'il était peu probable que des nuages, c'est-à-dire des brouillards, dont les limites sont à peine définies, pussent réfléchir le son; cependant je ne regarde pas cette

[1] M. Arago (*Annuaire* pour 1838) distingue trois espèces d'éclairs :

1° Les *éclairs en sillons*, qui décrivent ordinairement des zigzags dans l'espace, quelquefois ils se bifurquent ou se trifurquent à leur extrémité. Quelques faits donneraient même à penser que leur division peut aller bien plus loin. Ainsi, le 3 juin 1765, la foudre pénétra au même instant par quatre points différents et fort éloignés les uns des autres dans le collége de Pembroke à Oxford; et, en avril 1718, vingt-quatre églises furent foudroyées aux environs de Saint-Paul-de-Léon, quoiqu'on n'eût entendu que trois coups de tonnerre;

2° Les *éclairs diffus*, qui se présentent sous la forme de lueurs qui illuminent les contours des nuages; ce sont les plus communs et les plus fréquents dans un orage;

3° Les *éclairs sphériques* ou *globes de feu*. Ceux-ci se meuvent avec lenteur des nuages à la terre, et sont visibles pendant plusieurs secondes. M. Arago en cite un grand nombre d'exemples.

M. Arago démontre ensuite que les éclairs de la première et de la seconde classe n'ont pas une durée égale à la millième partie d'une seconde de temps.

réflexion comme tout à fait impossible, quoique j'explique le roulement d'une autre manière. En comparant des phénomènes optiques analogues, nous trouverons qu'il y a réflexion dès que les propriétés de réfraction et de dispersion de la lumière viennent à changer. Quelques faits observés par les académiciens de Paris pendant leurs expériences sur la vitesse du son semblent favorables à cette hypothèse. En effet, quand il y avait des nuages entre les deux stations, Montmartre et Montlhéry, alors les coups de canon imitaient jusqu'à un certain point le roulement du tonnerre, ce qui n'avait jamais lieu quand le ciel était serein.

La nature de l'éclair joue, suivant **Brandes, Helvig** et **Raschig**, un rôle important; car ce sont les éclairs qui se dirigent en haut ou latéralement qui sont accompagnés de roulement, tandis que l'éclair qui frappe un objet s'accompagne d'un bruit sec et court. Si l'on admet que l'éclair se compose d'une série de petites explosions, comme le prouvent les expériences optiques de M. **Dove**, chacune de ces explosions doit produire un bruit. Dans un éclair qui tombe, le bruit causé par la première explosion arrive à l'oreille de l'observateur en même temps que celui de la dernière; mais dans un éclair horizontal les bruits produits à une plus grande distance arrivent plus tard que les autres, et un éclair qui dure une seconde, mais qui s'étend sur une longueur de peut-être 2,000 mètres en ligne droite, produira un bruit qui durera sept secondes.

La forme en zigzag de l'éclair, sur laquelle **Helvig** a insisté, n'est pas d'une moindre importance. Il a vu distinctement un éclair arriver sur la terre en quatre sauts, et il a entendu quatre bruits d'intensité différente. Évidemment les bruits doivent arriver à l'oreille dans des intervalles différents; et, comme c'est aux angles que le bruit est le plus fort, à cause de la compression de l'air, il en a déduit l'inégale intensité du son.

Comme dans tous les phénomènes compliqués, il y a ici deux causes agissantes : l'écho et l'inégale distance des explosions; mais, pour expliquer leur intensité inégale et les intervalles de silence suivis d'un renforcement du son, nous sommes obligés d'admettre l'interférence des vibrations sonores. Le son se mouvant à partir du point où il est produit dans tous les sens, il en résulte des ondes sphériques qui sont telles, que, si dans un moment donné l'air d'une série de ces sphères est d'une densité très-faible, tandis que les sphères qui les séparent en ont une très-forte, il en résulte que dans le moment suivant ces séries changent de rôle. Supposons qu'à une certaine distance un second système ondulatoire, de même force et de même hauteur, soit engendré, alors tous deux se croisent sans entraver leur extension mutuelle; mais sur certains points déterminés dans chaque système il y a une grande diffé-

rence dans l'intensité du son. Car, dans les points où les deux systèmes rendent l'air alternativement plus dense et moins dense, le mouvement est plus rapide et le son plus intense que s'il n'y avait qu'une seule onde sonore. Dans d'autres points ces deux systèmes se rencontrent et tendent, l'un à condenser, l'autre à raréfier l'air; ils agissent par conséquent en sens opposé. Si leurs actions sont égales, leurs effets se détruisent; sont-elles inégales, il ne reste que l'excès de la plus forte sur la plus faible : nous trouverons donc une série de points où le son sera plus fort et plus faible suivant les circonstances, comme s'il n'y avait qu'un seul son originel. On peut se figurer ces effets de la manière suivante : dessinez sur un plan deux systèmes de cercles concentriques dont le diamètre croisse régulièrement de la même quantité, d'un millimètre par exemple; le 1er, le 3e, le 5e, etc., de ces cercles seront désignés par des lignes ponctuées; le 2e, le 4e, etc., par des lignes pleines : ceux-ci désignent la série de points où l'air est plus dense, ceux-là les points où l'air est raréfié. Si, à une certaine distance, on trace des cercles autour d'un second centre peu éloigné, le son sera renforcé aux points où les lignes du même genre se rencontreront, et affaibli à ceux où des lignes ponctuées couperont les lignes pleines. Si nous joignons par des lignes les différents points d'intersection des cercles, nous verrons que les points à sons intenses et ceux à sons faibles occupent des lieux déterminés. On peut se figurer les deux centres de ces systèmes d'ondulations comme placés à l'extrémité des deux branches d'un diapason; si on les met en mouvement et qu'on fasse tourner en même temps le diapason autour de son axe, on entendra des accroissements et des affaiblissements très-réguliers du son.

Il est probable que ces interférences jouent un rôle dans ce phénomène; comme dans les autres sons, le mouvement ondulatoire continue encore un certain temps après que la cause a cessé d'agir; chaque point que l'éclair frappe devient le centre d'un système ondulatoire. Toutefois nous admettrons, pour plus de simplicité, que les angles seuls du zigzag soient les centres de pareils systèmes. Le bruit du tonnerre arrive de l'angle le plus rapproché du zigzag, puis d'un second point. Si les ondes se rencontrent, le son sera renforcé; si cela n'arrive pas, il sera affaibli ou nul, et recommencera avec une nouvelle intensité quand les ondes correspondantes d'un ou de plusieurs systèmes d'ondulations se rencontreront.

Je ne saurais expliquer d'une autre manière toutes ces circonstances; car, si nous prenons pour point de départ l'éloignement de la source sonore, le tonnerre devrait avoir sa plus grande intensité au début, puisque c'est le son le plus rapproché qui nous arrive le premier. Si nous supposons que les bruits isolés se renforcent en s'ajoutant les uns aux autres, alors le bruit du tonnerre devrait être faible en commen-

çant, puis devenir de plus en plus fort, atteindre un *maximum* et diminuer ensuite. Ce n'est que dans les circonstances les plus favorables, et par conséquent fort rares, qu'on entendrait le roulement. Nous voyons aussi pourquoi le roulement est bien plus marqué pendant les orages éloignés que dans ceux qui éclatent dans le voisinage de l'observateur. En effet, ces interférences ont lieu surtout quand les ondes sont comprises dans un angle aigu, ce qui arrive plus souvent avec des éclairs éloignés que quand ils sont rapprochés. Il est probable que de deux observateurs éloignés chacun entend son tonnerre, en ce que l'un l'entend avec beaucoup de force dans le moment même où l'autre n'entend rien, et *vice versa*. Si l'observation parvenait à constater ce fait, ce serait la preuve de ce que nous venons de dire [1].

EFFETS DE LA FOUDRE. — Quand la foudre tombe à la surface du sol, elle suit, comme toute étincelle électrique, les meilleurs conducteurs : aussi s'attache-t-elle principalement aux métaux. Toutefois il peut arriver qu'elle quitte un métal pour un corps moins bon conducteur quand celui-ci la conduit plus directement vers le sol. Après les métaux, ce sont les substances humides qu'elle suit de préférence : c'est pourquoi des hommes et des animaux sont souvent foudroyés et tués, ou seulement étourdis. Dans le premier cas, la mort paraît causée par un ébranlement du système nerveux; car les personnes mortes conservent encore la même position qu'elles avaient avant d'être frappées par la foudre. Ces cas ne sont pas très-communs. A Gœttingue, dans l'espace d'un siècle, trois personnes seulement ont été tuées par la foudre; et, à Halle, deux seulement [2]. Aussi la crainte du tonnerre n'est-elle nulle-

[1] Quelle est la durée du roulement du tonnerre observé en pays de plaine et correspondant à un seul éclair? Telle est la question que M. Arago s'est posée dans la notice remarquable que nous avons déjà citée. Les observations faites par de l'Isle, à Paris, donnent 35 à 45 secondes pour la durée des plus longs roulements qu'il ait observés.

L'intervalle qui s'écoule entre l'éclair et le tonnerre varie ordinairement de 3 à 16 secondes; mais il peut être de 50 et même de 72 secondes. L'espace de temps qui sépare l'éclair des éclats du tonnerre ou de leur bruit *maximum* oscille entre 12 et 26 secondes, d'après les observations faites par de l'Isle en 1712. Robert Hooke (*posthumous Works*, p. 421) est le premier, selon M. Arago, qui ait bien expliqué le roulement du tonnerre. « Les éclairs, dit-il, n'occupent qu'un point dans l'espace et donnent lieu à un bruit court et instantané. Les éclairs multiples, au contraire, sont accompagnés de roulement, parce que, les différentes parties de longues lignes que ces éclairs occupent se trouvant, en général, à des distances diverses, les sons qui s'y engendrent, soit successivement, soit au même instant physique, doivent employer des temps graduellement inégaux pour venir frapper l'oreille de l'observateur. »

[2] Les recherches de M. Arago ne confirment pas l'opinion de M. Kaemtz sur le petit nombre de personnes foudroyées. Sans doute, si l'on n'examine qu'une localité ou une ville, le nombre des victimes est très-limité; mais il n'en est pas ainsi quand on considère un pays tout entier. Ainsi, en 1819, on a eu connaissance de 20 per-

ment excusable; et elle ne peut tenir qu'à des préjugés inculqués aux enfants par des parents ignorants qui leur apprennent à voir dans le tonnerre un signe de la colère céleste, dont les foudres atteignent les méchants et les impies. Déjà **Lucrèce** avait réfuté en vers admirables

sonnes tuées en France par le tonnerre. Aux États-Unis, suivant Volney, il y eut, en 1797, du mois de juin au 28 août, 24 personnes frappées, dont 17 mortes.

Le danger augmente, comme on le comprend bien, pour les hommes placés sur des points très-élevés. En voici le triste exemple : M. Buchwalder, ingénieur suisse, avait établi un signal géodésique sur le sommet du Sentis, dans le canton d'Appenzell. Ce sommet est à 2 504 mètres au-dessus du niveau de la mer. « Le 4 juillet 1832, dit-il, il plut abondamment vers le soir, et le froid et le vent devinrent tels qu'ils m'empêchèrent de dormir toute la nuit. A 4 heures du matin la montagne était couverte de nuages, quelques-uns passaient sur nos têtes; le vent était très-violent. Cependant, de plus gros nuages venant de l'ouest se rapprochaient et se condensaient lentement; à 6 heures la pluie recommença et le tonnerre retentit dans le lointain. Bientôt le vent le plus impétueux annonça une tempête. La grêle tomba en telle abondance, qu'en peu d'instants elle couvrit le Sentis d'une couche glacée qui avait 4 centimètres d'épaisseur. Après ces préliminaires l'orage parut se calmer, mais c'était un silence, un repos, durant lequel la nature préparait une crise terrible. En effet, à 8 heures 15 minutes, le tonnerre gronda de nouveau; et son bruit, de plus en plus rapproché, se fit entendre presque sans interruption jusqu'à 10 heures. Je sortis pour aller examiner le ciel et mesurer la profondeur de la neige à quelques pas de la tente.

« A peine avais-je pris cette mesure que la foudre éclata avec fureur et me força à me réfugier dans ma tente ainsi que mon aide, qui y apporta des aliments pour prendre son repas. Nous nous couchâmes tous deux côte à côte sur une planche. Alors un nuage épais et noir comme la nuit enveloppa le Sentis; la pluie et la grêle tombaient par torrents; le vent soufflait avec fureur; les éclairs rapprochés et confondus semblaient un incendie; la foudre, brisée en éclairs, mêlait ses coups précipités, qui, se heurtant contre eux-mêmes et contre les flancs de la montagne, répétés indéfiniment dans l'espace, étaient tout à la fois un déchirement aigu, un retentissement lointain, un sourd et long mugissement. Je sentis que nous étions dans le centre même de l'orage; et l'éclair me montrait cette scène dans toute sa beauté, on dans toute son horreur. Mon aide ne put se défendre d'un mouvement d'effroi, et il me demanda si nous ne courions pas quelque danger. Je le rassurai en lui racontant qu'à l'époque où MM. Biot et Arago faisaient leurs observations géodésiques en Espagne la foudre était tombée sur leur tente, mais n'avait que glissé sur leur toile sans les toucher eux-mêmes. J'étais tranquille, en effet; car, habitué au bruit de la foudre, je l'étudie encore quand elle me menace de plus près. Ces paroles me ramenèrent pourtant à l'idée du danger, et je le compris tout entier.

« En ce moment un globe de feu apparut aux pieds de mon compagnon, et je me sentis frappé à la jambe gauche d'une violente commotion qui était un choc électrique. Il avait poussé un cri plaintif : Ah! mon Dieu! Je me retournai vers lui, et je vis sur son visage l'effet du coup de foudre. Le côté gauche de sa figure était sillonné de taches brunes ou rougeâtres. Ses cheveux, ses cils, ses sourcils, étaient crispés et brûlés; ses lèvres, ses narines étaient d'un brun violet : sa poitrine semblait se soulever encore par instants; mais bientôt le bruit de la respiration cessa. Je sentis toute l'horreur de ma position, mais j'oubliai ma souffrance pour chercher à porter secours à un homme que je voyais mourir. Je l'appelai, il ne me répondit pas. Son œil droit était ouvert et brillant : il me semblait qu'il s'en échappait un rayon d'intelligence, et je me livrais à l'espoir; mais l'œil gauche demeurait fermé, et, en soulevant la paupière, je vis qu'il était terne. Je supposais cependant qu'il restait

ces préjugés absurdes, quand il dit, liv. VI, vers 416, en parlant du maître des dieux :

> *Postremo, cur sancta Deûm delubra, suasque*
> *Discutit infesto præclaras fulmine sedes,*
> *Et bene facta Deûm frangit simulacra? suisque*
> *Demit imaginibus violento vulnere honorem?*
> *Altaque cur plerumque petit loca, plurimaque hujus*
> *Montibus in summis vestigia cernimus ignis?*

Si le tonnerre rencontre sur son chemin des corps mauvais conducteurs, il les perce, les brise, les disperse au loin avec une force irrésistible : ainsi, le 6 août 1809, le tonnerre a déplacé près de Manchester un mur de 0^{m},9 d'épaisseur sur 3^{m},6 de hauteur, placé entre une cave et une citerne. La partie déplacée était éloignée de sa position primitive de 1^{m},2 d'un côté et 1^{m},8 de l'autre, et son poids s'élevait à 19,240 kilogrammes. Pour estimer toute la force employée, il faudrait tenir compte de la cohésion des parties, ce qui conduirait à un nombre encore plus considérable. On a observé un grand nombre d'exemples analogues.

Quand la foudre tombe sur des corps combustibles, elle les enflamme, les carbonise à la surface ou les réduit en éclats; peut-être, dans ce dernier cas, l'explosion est-elle si forte qu'elle éteint le feu à l'instant même, de la même manière qu'une forte étincelle électrique disperse la poudre à canon, tandis qu'une étincelle plus faible l'enflamme aussitôt. Ai-je besoin d'ajouter qu'un incendie allumé par la foudre s'éteint aussi facilement qu'un autre?

PARATONNERRE. — A peine **Franklin** se fut-il convaincu de la nature électrique de la foudre, qu'il indiqua le moyen de la détourner des édifices : tel est le but des paratonnerres, qui offrent à la foudre une route plus facile que la pierre ou le bois. Ainsi l'on place au som-

de la vue du côté droit, car, si j'essayais de fermer l'œil de ce côté, essai que je répétai trois fois, il se rouvrait et semblait animé. Je portai la main sur le cœur, il ne battait plus; je piquai ses membres, le corps, les lèvres, avec un compas : tout était immobile; c'était la mort, et je n'y pouvais croire. La douleur physique m'arracha enfin à cette fatale contemplation. Ma jambe gauche était paralysée et j'y sentais un frémissement, un mouvement extraordinaire. J'éprouvais, en outre, un tremblement général, de l'oppression, des battements de cœur désordonnés. Les réflexions les plus sinistres venaient m'assaillir. Allais-je périr comme mon malheureux compagnon? Je le croyais à mes souffrances, et pourtant le raisonnement me disait que le danger était passé. J'atteignis avec la plus grande peine le village d'*Alt Saint-Johann*. Les instruments avaient été pareillement foudroyés. » (*Ergebnisse der trigonometrischen Vermessungen in der Schweiz*, p. 11.)

Dans les *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. VIII, p. 174, on trouve un exemple de quatre matelots frappés de la foudre au sommet du grand mât d'un vaisseau de ligne anglais, le *Rodney*. M.

met une barre de fer communiquant avec un conducteur de fil de fer tordu qui plonge dans un sol humide; l'expérience prouve que dans ce cas la foudre suit cette route sans endommager l'édifice. Je n'entrerai pas dans de plus grands détails sur ce sujet; on les trouvera dans les instructions publiées à ce sujet par MM. **Gay-Lussac** et **Arago**.

L'expérience ayant montré que le tonnerre était alors sans effet, on a cru qu'on pourrait dissiper les orages si l'on élevait un grand nombre de paratonnerres qui neutraliseraient l'électricité atmosphérique. Mais, quand même il serait certain, ce qui ne l'est pas, que les orages sont engendrés par l'électricité, je doute encore que des milliers de paratonnerres pussent avoir quelque influence sur des nuages orageux. Ainsi à Zurich et aux environs les maisons sont hérissées de paratonnerres, et je ne sache pas que les orages y soient plus rares que dans toute autre contrée.

ODEUR DE LA FOUDRE. — Près de l'endroit où le tonnerre est tombé, on sent une odeur analogue à celle qu'on perçoit dans le voisinage de nos machines électriques. On a toujours dit que c'était une odeur sulfureuse, mais il ne faut pas oublier que le vulgaire désigne sous ce nom toute odeur désagréable qui ne se rapporte à aucune de celles qui lui sont connues. Peu de physiciens ont donné des éclaircissements à cet égard : **d'Alibard** et **Taylord** prétendent avoir senti une odeur réellement sulfureuse; **Romas,** dans ses expériences avec le cerf-volant électrique, dit que l'odeur des étincelles était la même que celle que donnent les étincelles qu'on tire de la machine électrique. L'opinion de **Fusinieri,** que la foudre charrie avec elle des particules de fer et de soufre très-divisées, demande à être vérifiée; car, si l'on a trouvé plus de fer et de soufre dans les parties d'un arbre frappé de la foudre que dans le reste, cela peut provenir de ce que, l'arbre ayant été partiellement brûlé et volatilisé, le soufre et le fer qui entrent dans la composition de presque tous les corps organiques sont restés accumulés en quantité plus notable dans les parties ligneuses qui sont demeurées intactes.

TUBES FULMINAIRES. — Quand la foudre tombe dans le sable, son trajet est souvent marqué par des tubes appelés fulminaires ou *fulgurites*. Quoiqu'ils aient été remarqués depuis longtemps, cependant c'est seulement depuis que **Henzen** les a observés dans les monticules sablonneux du Holstein qu'on les étudie avec attention. **Blumenbach,** le premier, les a attribués à la foudre; **Fiedler** s'est occupé avec soin de leur nature et de leur mode de formation. Ils se composent ordinairement de tubes de longueurs et de diamètres fort différents qui se rétrécissent à leur partie inférieure et se terminent en pointe; ils sont le plus souvent sinueux et plus ou moins ramifiés. Vitrifiés en dedans, ils sont couverts en dehors de grains de sable agglutinés, dont les partie

vitrifiées sont d'une couleur gris-de-perle rougeâtre ou même verdâtre. Leur diamètre est de 1 à 90 millimètres; l'épaisseur des parois, de 0mm,5 à 24 millimètres. Leur longueur dépasse quelquefois 6 mètres, et les ramifications ont de 2 à 30 centimètres de long. Tous les tubes fulminaires à parois épaisses ont, suivant **Fiedler,** une écorce rugueuse, et sont divisés en fragments de 5 à 100 millimètres de long. Les tubes, dont les parois sont minces dans toute leur longueur, ont une surface unie et sont régulièrement cylindriques; ils ne présentent pas de fentes transversales. Toutes les fulgurites examinées jusqu'ici se dirigeaient vers des réservoirs d'eau ou des corps bons conducteurs de l'électricité.

Des observations directes ont fait voir que ces fulgurites étaient dues à l'action de la foudre. Ainsi **Pfaff** reçut un tube de l'île Amrum. Quelques matelots avaient vu le tonnerre tomber dans le sable; ils creusèrent et trouvèrent un tube de 6 millimètres de diamètre noirci en dedans par le charbon des végétaux brûlés. **R. Brandes, Hagen, Rippentrop** et **Withering** ont rapporté des exemples analogues; MM. **Beudant, Hachette** et **Savart** ont obtenu des tubes fulminaires artificiels en faisant passer de fortes étincelles électriques dans du sable mêlé de sel, afin d'augmenter sa fusibilité.

On trouve enfin à la surface des roches solides des parties vitrifiées qui sont un effet de la foudre. **De Saussure** a vu sur le mont Blanc [1] des rochers d'amphibole schisteux recouvert de bulles vitreuses analogues à celles qu'on voit sur les tuiles frappées de la foudre, ou sur des morceaux de hornblende qu'on a fait sauter au moyen d'une forte décharge électrique. **Ramond** a fait les mêmes remarques sur le schiste micacé du pic du Midi, ainsi que sur le *Klingstein-Porphyr* de la Roche-Sanadoire dans le département du Puy-de-Dôme; M. **de Humboldt** a vu les mêmes traces sur le porphyre trachytique du Nevado de Toluca au Mexique, à une hauteur de 4,622 mètres. MM. **Buckland** et **Greenongh** ont trouvé un tube fulminaire près de Drigg, dans le comté de Cumberland, adhérent à un galet de porphyre que la foudre avait fondu, et auprès duquel se trouvèrent deux lames fort minces d'un verre de couleur olive.

ORAGES ENTRE LES TROPIQUES. — Avant de passer aux autres effets de la foudre, il convient de dire quelque chose sur la distribution géographique des orages et leur fréquence dans les diverses saisons [2]. Nulle part ils ne se montrent avec autant de force qu'entre les

[1] *Voyage dans les Alpes*, § 1994.

[2] C'est avec beaucoup de détails que M. Arago a traité cette question dans l'*Annuaire* pour 1838. Ne pouvant donner ici tous ses tableaux numériques, je me contenterai d'indiquer les points pour lesquels il les a dressés. Ce sont : Calcutta, Patna, Rio-Janeiro, Maryland, Martinique, Abyssinie, Guadeloupe, Viviers, Québec, Buénos-Ayres, Denainvillers, Smyrne, Berlin, Padoue, Strasbourg, Maëstricht, la Chapelle

tropiques pendant la saison humide et au changement des moussons. Le matin le ciel est serein, mais vers midi il se couvre rapidement de nuages, et dans le bas l'électricité est plus forte que dans des latitudes plus septentrionales; les éclairs se succèdent sans interruption, et les roulements du tonnerre sont beaucoup plus forts que chez nous. Suivant les voyageurs, on ne peut, dans nos climats, se faire aucune idée de la violence de ces orages; dans la région des calmes il y a un orage presque tous les jours : aussi pourrait-on l'appeler la région des orages éternels.

Quand ils sont accompagnés d'un vent très-fort, on les désigne sous le nom de *tornados* ou *trovados;* aux Antilles et dans l'Inde on les connait sous celui d'*ouragans* et d'*hurricanes*, et dans les mers de Chine sous la désignation de *typhons*. Mais ces vents présentent des particularités telles qu'on a bien tort d'étendre le mot d'ouragan à des tempêtes des moyennes et des hautes latitudes.

Les ouragans sont très-fréquents sur la côte de Sierra-Leone au commencement et à la fin de la saison des pluies, quand les moussons changent. Suivant **Winterbottom**, ils ont la plus grande analogie avec nos orages et durent rarement plus de vingt minutes à une demi-heure; c'est aussi le témoignage de **Dampier** Mais ces orages arrivent si subitement et accompagnés d'un vent si furieux, que les navires courent les plus grands dangers. En 1681, **Dampier** observa à Antigoa (Antilles) un ouragan qui dura depuis le matin à 8 heures jusqu'au lendemain à 4 heures. Le capitaine **Gadbury** était descendu à terre avec son équipage; lorsqu'il voulut retourner à son bord, il trouva le navire couché sur le flanc et la pointe du mât enfoncée dans le sable. L'ouragan reprit alors avec une nouvelle force; les vagues s'élevaient à une hauteur monstrueuse; on trouva des tonneaux à un quart de lieue dans les terres : un navire fut lancé dans une forêt, et un autre sur une roche élevée de 3 mètres au-dessus des plus hautes marées. Dans un ouragan qui se déchaîna vers la fin d'octobre 1831, sur Balasore, dans l'Inde, lat. 21° 32′ N., long. 84° 30′ E., dix mille personnes perdirent la vie. La grande route de Madras à Calcutta passe par Balasore, à une distance de 14 kilomètres de la côte; elle fut cependant envahie par la mer, et tout ce s'y qui trouvait fut enlevé. Une surface de 24 myriamètres était couverte de 4 à 5 mètres d'eau. La mer s'avança jusqu'aux portes de la ville; le pont et les débris d'un navire se trouvèrent sur la grande route. Un ouragan non moins violent ravagea la Guadeloupe le 25 juillet 1825 : des canons du calibre de vingt-quatre furent déplacés; une aile d'un bâtiment du gouvernement, construite avec la plus grande

près Dieppe, Toulouse, Utrecht, Tubingue, Paris, Leyde, Athènes, Polpero, Pétersbourg, Londres, Péking, le Caire. M.

solidité, fut détruite, et une planche de sapin de 9 décimètres de long sur 2 décimètres de large et 22 millimètres d'épaisseur fut lancée à travers un palmier de 4 décimètres de diamètre.

L'approche de ces ouragans est quelquefois annoncée par des signes précurseurs. A la côte de Sierra-Leone, par exemple, on remarque à l'orient un nuage épais qui, suivant l'expression de **Winterbottom,** ne paraît pas plus grand que la main. A l'embouchure du Sénégal, on voit, suivant M. **Golberry,** apparaître dans les hautes régions de l'atmosphère un nuage blanc et rond; de faibles lueurs électriques se succèdent rapidement, et l'on entend quelquefois les roulements lointains du tonnerre. Dans le point indiqué les nuages s'épaississent, leur grosseur augmente, et le tonnerre se fait entendre avec plus de fracas; les nuages deviennent de plus en plus noirs, et enfin tout le ciel se couvre, et la terre semble enveloppée dans une nuit profonde qui contraste avec la pureté du ciel à l'occident. Immédiatement avant que l'ouragan se déchaîne, une brise légère à peine sensible souffle de l'ouest, ou même l'air est tout fait calme; rien ne bouge, et seulement çà et là il s'élève de faibles tourbillons : en même temps la température baisse rapidement.

Une autre circonstance caractérise ces orages, c'est qu'ils sont limités à un espace très-circonscrit : à la distance de 20 kilomètres ou moins, le calme de l'atmosphère n'a pas été troublé un seul instant. Ils s'accompagnent aussi de changements dans la direction du vent, et il n'est pas rare qu'il souffle dans l'espace de quelques minutes de tous les points de l'horizon [1].

C'est ordinairement au moment de la plus grande chaleur du jour

[1] M. Espy a donné une théorie des tempêtes, ouragans ou tornados de l'Amérique, qui a été accueillie avec faveur. Il a noté d'abord l'abaissement extraordinaire du baromètre qui accompagne ces météores; puis, en examinant la direction des arbres renversés par le vent, les traces imprimées sur le sol, il en a conclu que dans ces ouragans l'air se précipite vers un espace central, point ou ligne : en sorte que si le vent d'un côté souffle vers l'est, il souffle de l'ouest de l'autre côté; le centre du météore se déplace lui-même. Il reconnaît pour cause une colonne d'air ascendante dont la température ne varie pas parce que la précipitation de son humidité lui rend la température qu'il perd par sa dilatation. Cette colonne ascendante donne lieu à une aspiration à la surface de la terre et en haut à la formation d'un *cumulus* qui se résout ensuite en grêle ou en pluie. (Voyez le rapport de M. Babinet sur les travaux de M. Espy, *Annales de Chimie et de Physique*, troisième série, t. I, p. 372.)

M. Dove a étudié les lois des ouragans dans les zones équatoriales, tropicales, tempérées et glaciales; et, en réunissant un grand nombre d'observations, il est arrivé à des conclusions différentes de celles que M. Espy avait formulées. Il regarde les ouragans, tornados, typhons, etc., comme des tourbillons dont le diamètre et la direction varient. Dans ces tourbillons, dit il, le vent ne souffle point de la circonférence au centre, mais il souffle toujours à la circonférence et dans une direction perpendiculaire au rayon. Le mouvement de progression de l'ouragan est rectiligne ou curviligne. Ce sont ordinairement des chaînes de montagnes ou des côtes élevée,

qu'on observe ces ouragans; mais dans l'intérieur des continents, surtout quand ils sont montagneux, il y a aussi des orages nocturnes. C'est ce qu'on voit souvent, d'après les observations de l'intrépide **Caillé,** dans les montagnes qui sont au sud de la partie occidentale du Sahara, et, d'après celles d'**Eschwege,** dans les montagnes du Brésil. Celui-ci assure qu'on ne saurait se faire une idée de la violence d'un orage nocturne dans les forêts vierges de ce pays.

Je n'ai point assez de faits pour déterminer le nombre d'orages qu'on observe pendant l'année dans les différentes régions du globe. Toutefois il résulte des observations faites par les voyageurs qu'ils se montrent surtout lorsque la régularité des vents alizés est troublée, ou lors du changement des moussons.

En mer, dans la région des vents alizés, les orages paraissent être aussi rares que la pluie; car je ne me souviens pas d'avoir trouvé dans un seul voyageur la relation d'un orage un peu violent dans cette zone. A Madère, c'est en hiver que les orages paraissent être très-fréquents; et c'est aussi la saison dans laquelle la limite de l'alizé du N.E. passe dans le voisinage de l'île. Pendant la lutte qui s'établit entre le vent de S.O., qui s'abaisse, et l'alizé du N.E., les décharges électriques sont très-communes.

ORAGES DANS LES HAUTES LATITUDES. — Au nord des Alpes il n'y a guère d'orages que dans la saison chaude. A mesure qu'on s'avance des bords de l'Atlantique dans l'intérieur du continent, on trouve dans leur nombre et leur distribution une modification analogue à celle de la pluie. Les pays de montagnes font exception à la loi générale, en

qui forcent les ouragans à changer de direction. Leur origine est due à la rencontre de deux vents opposés qui engendre un tourbillon. De ses recherches, M. Dove tire les indications suivantes à l'usage des navigateurs :

1° Dans la zone tempérée de l'hémisphère boréal, si le vent souffle d'abord du S.E. et tourne au sud, puis à l'ouest, le navire doit gouverner au S.E. S'il souffle au contraire d'abord du N.E. et passe au N. et au N.O., il faut gouverner au N.O. Dans le premier cas on se trouve dans la région S.E.; dans le second, au contraire, dans la région N.O. de l'ouragan;

2° Dans la partie boréale de la zone équatoriale, si le vent souffle d'abord du N.E. et passe par l'est au S.E., il faut gouverner au N.E. S'il souffle d'abord du N.O. et tourne par l'ouest au S.O , on gouvernera au S.O. Dans le premier cas le navire se trouve au N.E ; dans le second, au S.O. de l'ouragan;

3° Dans la partie australe de la zone équatoriale, quand le vent souffle du S.E., puis tourne au sud et au S.O., il faut gouverner au N O.; s'il souffle d'abord de l'est et passe au N.O. par le nord, il faut piquer au S.E. Dans le premier cas, le navigateur se trouve au N.O.; dans le second, au S.E. de la tempête;

4° Dans la zone tempérée de l'hémisphère austral, si le vent s'établit d'abord au N.E., puis passe au N.O. par le nord, on mettra le cap au N.E. S'il s'établit, au contraire, au S.E. pour passer au sud et ensuite au S.O., il faut piquer au S.O. Dans le premier cas, le navire est au N.E.; dans le second, au S.O. de la tourmente. (*Annales de Poggendorff*. t. LII. p. 1. 1841.) M.

ce que les orages sont plus fréquents sur le revers occidental des chaînes que dans la plaine. Sur la côte occidentale de l'Europe et en Allemagne, nous trouvons environ 20 orages par an ; à Pétersbourg et à Moscou, 17 en moyenne; à Kasan, 9; à Nertschinsk, 2; et à Irkoutzk, 8 environ. Désignons par 100 le nombre des orages qui ont lieu pendant toute l'année, nous aurons la distribution suivante dans les quatre saisons.

NOMBRE RELATIF DES ORAGES DANS LES QUATRE SAISONS.

	HIVER.	PRINTEMPS.	ÉTÉ.	AUTOMNE.
Europe occidentale .	8,9	17,7	52,5	20,9
Suisse.	0,4	20,6	69,0	10.0
Allemagne.	1,4	24,4	66,0	8,2
Intérieur de l'Europe.	0,0	15,7	79,3	5,0

(*Voy.* l'Appendice, fig. 59.)

Sur la côte occidentale d'Europe, un dixième seulement du nombre total des orages de l'année éclate pendant l'hiver; en été c'est la moitié. En Suisse et en Allemagne, un orage en hiver est un phénomène très-rare; les deux tiers du nombre total se montrent en été. Dans l'intérieur de l'ancien continent, il n'y a pas d'orages en hiver; les trois quarts ont lieu en été, et le petit nombre de ceux qu'on observe au printemps et en automne n'éclatent que pendant les mois les plus chauds de ces deux saisons : aussi peut-on dire avec raison qu'il n'y a pas d'orages pendant la moitié de l'année.

ORAGES EN SCANDINAVIE. — De même que dans aucun pays la transition du climat marin au climat continental n'est aussi brusque qu'en Scandinavie, de même il n'en est point où il y ait une aussi grande différence pour les orages; on s'en convaincra surtout en comparant leur nombre dans différentes villes.

NOMBRE RELATIF DES ORAGES DANS DIFFÉRENTES VILLES DE LA SCANDINAVIE.

MOIS.	BERGEN.	SŒNDMŒR.	SPYDBERG.	STOCKHOLM.	SKARA.
Janvier.	1,3	0,2	0.0	0,0	0,1
Février.	1,3	0,2	0,0	0.0	0,0
Mars.	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Avril.	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0
Mai.	0,0	0,1	0.7	0,8	0,9
Juin.	0,2	0,3	2,7	1,9	2,0
Juillet.	0,8	0,5	2,3	2,4	3,8
Août.	1,0	0,1	1,7	3,6	1,9
Septembre. . .	0,5	0,1	0,3	0,7	0,4
Octobre. . . .	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0
Novembre. . .	0,4	0,6	0,0	0,0	0,0
Décembre. . .	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
Année.	5,8	3,9	7,7	9,3	9,2
Hiver.	44,8	35,6	0,0	0,0	0,1
Printemps . .	5,2	8,9	8,7	10 8	10,4
Été.	34,5	22,2	86,9	81,7	83,5
Automne. . . .	15,5	33,3	4,4	7,5	5,9

(*Voy.* l'Appendice, fig. 40.)

Le nombre des orages est très-petit, car il n'y en a pas plus de dix par an; mais leur distribution est bien différente sur la côte et dans l'intérieur du pays. A Bergen, les pluies d'hiver l'emportent sur celles d'été, et en même temps les orages y sont plus fréquents, ainsi qu'à Sœndmœr, qui est dans le même district; mais à Spydberg, dans l'intérieur du pays, nous trouvons les mêmes relations qu'en Russie : il en est de même à Stockholm et à Skara. **Stroem, Arentz** et **Hertzberg** ont parfaitement décrit ces orages d'hiver de la province de Bergen; ils arrivent indifféremment à la suite d'un froid intense et continu, ou après un temps de dégel prolongé, ou après la pluie. Toujours ils sont amenés par des vents d'ouest ou de S.O. **Stroem** assure même que l'on peut prédire un orage si le vent saute brusquement du S.O. à l'ouest ou au N.O. Ces orages sont violents sur les îles qui bordent la côte; ils sont plus faibles dans les fiords et presque inconnus dans l'intérieur du pays, où les orages éclatent aussi quelquefois pendant l'été.

Les orages d'hiver se forment surtout sur les côtes acores. En Islande, la foudre éclate souvent en hiver dans le voisinage des volcans; aux Féroe, aux Hébrides, aux Shetland et aux Orkneys, c'est seulement pendant de forts coups de vent qu'on entend gronder le tonnerre. Sur la côte occidentale de l'Amérique et sur la côte orientale de l'Adriatique, les orages sont beaucoup plus communs en hiver.

Si le nombre des orages est déjà petit en Scandinavie comparativement à l'Allemagne et à la France, on le voit encore diminuer à mesure qu'on s'avance vers le nord, où la quantité de vapeurs qui remplit l'atmosphère devient plus petite. Ainsi, pendant un séjour de six ans en Groënland par 70° de latitude, **Gisecke** n'a entendu qu'une seule fois le tonnerre, et tous les voyageurs sont d'accord sur ce point.

ORAGES AU NORD DE LA MÉDITERRANÉE. — Déjà les anciens avaient remarqué leur fréquence dans certaines saisons. **Lucrèce** pensait que des vents violents exprimaient le feu contenu dans les nuages, et il en déduit les causes de leur distribution dans les différentes saisons.

Autumnoque, magis stellis fulgentibus, alta
Concutitur cœli domus undique, totaque tellus,
Et cum tempora se veris florentia pandunt;
Frigore enim desunt ignes; ventique calore
Deficiunt, neque sunt tam denso corpore nubes·
Inter utrumque igitur cum cœli tempora constant,
Tum variæ causæ concurrunt fulminis omnes;
Nam fretus ipse anni permiscet frigus et æstum,
Quorum utrumque opus est fabricanda ad fulmina nobis
Ut discordia sit rerum, magnoque tumultu
Ignibus et ventis furibundus fluctuet aer.
Prima caloris enim pars et postrema rigoris,
Tempus id est vernum; quare pugnare necesse est
Dissimiles inter se res, turbareque mistas,
Et calor extremus primo cum frigore mistus
Volvitur, autumni quod fertur nomine tempus;
Hic quoque confligunt hyemes æstatibus acres:
Propterea sunt hæc bella anni nominitanda.
Nec mirum est in eo si tempore plurima fiunt
Fulmina, tempestasque cietur turbida cœlo.

(Liv. VI, vers 356 et suiv.)

Le témoignage d'autres écrivains est d'accord avec celui de **Lucrèce**; en Grèce, les orages sont fréquents en automne et au printemps, d'après les observations de M. **Peytier.** Il y a probablement de grandes différences dans leur distribution saisonnière; malheureusement nous ne possédons que peu de documents à cet égard. Je réunis ici ceux que nous avons sur Rome, Palerme et Padoue, et sur Janina, grâce à M. **de Pouqueville.**

NOMBRE RELATIF DES ORAGES DANS LES DIFFÉRENTES SAISONS EN ITALIE ET A JANINA.

MOIS.	PADOUE.	ROME.	PALERME.	JANINA.
Janvier.	0,1	1,1	0,4	1,2
Février.	0,5	1,6	0,7	1,6
Mars.	1,2	1,7	0,6	1,6
Avril.	2,7	1,6	0,7	3,1
Mai.	5,3	3,8	0,8	7,4
Juin.	8,5	5,3	0,8	5,8
Juillet.	9,5	3,7	0,7	6,6
Août.	7,9	5,8	0,8	5,2
Septembre. . . .	3,6	6,4	1,5	3,1
Octobre.	1,8	5,4	3,0	3,7
Novembre.	0,8	3,9	2,4	3,1
Décembre. . . .	0,2	2,1	1,1	2,6
Année.	41,9	42,4	13,5	45,0
Hiver.	9,8	11,2	14,8	12,0
Printemps. . .	21,7	16,8	15,9	26,9
Été.	61,8	34,9	21,5	39,1
Automne.	14,7	37,1	47,8	22,0

Dans l'Italie septentrionale aussi bien qu'en Grèce, il y a annuellement environ 40 orages, c'est-à-dire un nombre double de celui de l'Allemagne. A Palerme, leur nombre n'est plus que le tiers de celui de nos climats; l'air est en effet plus pur, et l'air chaud qui vient de l'Afrique s'oppose à la précipitation des vapeurs aqueuses. Il n'y a que 64 jours de pluie pendant toute l'année à Rome; à Padoue, au contraire, il y en a 120. A Palerme, c'est en automne que les orages sont très-communs, tandis qu'à Rome il y a à peine une différence entre l'automne et l'été; leur distribution dans l'année à Padoue rappelle complétement celle de l'Allemagne. Les observations des anciens se rapportent principalement à cette ville; et, s'ils ont insisté sur les orages d'automne, c'est que, pendant cette saison, ils sont plus violents et de plus longue durée.

FORMATION DES ORAGES. — Tous les orages peuvent se diviser en deux classes : les uns sont dus à l'action d'un courant ascendant, les autres sont un résultat de la lutte de deux vents opposés; les premiers se montrent pendant la saison chaude, les seconds pendant l'hiver. Examinons d'abord ceux du premier genre.

Dans nos climats et en été, trois conditions sont nécessaires à la formation d'un orage : un grand calme de l'atmosphère, un sol plus ou

moins humide et un temps serein. Ce calme de l'air ne s'étend pas toutefois jusqu'aux limites de l'atmosphère, car en général le baromètre baisse lentement pendant un ou deux jours, preuve que de l'air s'écoule de tous côtés. Les *cirrus* qui se montrent d'abord sont entraînés par de faibles vents de S.O. Sous l'influence de ces circonstances, les masses d'air en contact avec le sol acquièrent une force d'ascension d'autant plus grande que la haute température que nous observons alors n'appartient qu'à ces couches inférieures; car, si nous comparons des observations thermométriques faites à des points plus élevés, nous trouvons que pendant les jours d'orage le décroissement de la température est extrêmement rapide. Les vapeurs se condensent alors dans le haut de l'atmosphère, et contribuent à augmenter le volume des *cirrus* en se transformant en flocons de neige; en même temps des *cumulus* se forment dans le bas et passent à l'état de nuages très-denses : souvent alors la température baisse, et le soleil cesse d'agir fortement sur le sol et sur l'air.

Sous l'influence de ces circonstances, il peut très-bien arriver que les nuages soient dissous de nouveau par les courants d'air chaud qui s'élèvent vers eux; si cet air est sec, ce résultat est inévitable; mais l'équilibre de l'atmosphère, s'il existe d'abord, peut être troublé par la cause la plus légère; ces causes résident dans l'atmosphère elle-même. La masse d'air située au-dessous des nuages étant plus froide, puisqu'elle ne reçoit pas l'influence directe des rayons solaires, il y a sur les côtés des courants d'air chaud qui se dirigent vers les nuages et dont la présence est ordinairement trahie par de petits nuages, tandis qu'à la surface du sol des courants divergent dans tous les sens en partant de l'orage comme d'un centre. Si la différence de température est très-grande, alors ces vents deviennent assez forts, et, si le mouvement s'étend en hauteur, des masses d'air froid se précipitent vers la terre, déterminent la rapide condensation des vapeurs et donnent lieu à un très-fort développement d'électricité. Si la masse, au contraire, s'élève vers le zénith, le baromètre cesse de descendre et monte même de quelques dixièmes de millimètre, mais il recommence à baisser dès que l'orage s'éloigne. Ces orages ont le plus souvent lieu à l'époque de la plus grande chaleur diurne, l'air reprend bientôt sa sérénité, mais l'orage se reproduit plusieurs jours de suite; des nuages orageux se forment, sans que la foudre éclate chaque fois jusqu'à ce que la direction des vents et l'état de l'atmosphère soient complétement changés.

Cette périodicité des orages que **Volta** a le premier observée dans le nord de l'Italie, mais dont on trouve des traces dans nos climats, n'existe pas dans le second genre d'orages. Les *cirrus* se développent, il est vrai, sous l'influence de vents du sud fort élevés qui descendent quelquefois jusqu'au niveau du sol; mais ces vents du sud entrent en lutte

avec ceux du nord; à leur point de rencontre, il se forme des nuages orageux. Ces nuages occupent de longues bandes fort étroites, et c'est dans ces cas qu'on observe de violentes averses. Cette lutte peut se reproduire pendant plusieurs jours de suite, ainsi qu'on l'a vu à Halle pendant une semaine entière du mois de juillet 1834; l'issue de la lutte détermine la physionomie du temps. Si ce sont les vents du sud qui l'emportent, le baromètre continue à baisser, le temps devient lourd et pluvieux; si ce sont les vents du nord, l'air se refroidit d'abord, reste serein, puis se réchauffe sous l'influence des rayons solaires.

Dans tous les cas, une rapide condensation des vapeurs est la condition essentielle de la formation des orages; l'électricité développée est-elle assez forte, alors il y a orage; sinon, ce sont de simples averses passagères accompagnées de signes d'électricité très-marqués. Si nous examinons toutes les circonstances qui accompagnent le développement d'électricité, nous devons considérer la condensation des vapeurs comme la cause de sa production, et en conclure que c'est l'orage qui produit l'électricité, et non la tension électrique qui engendre l'orage, comme on le croit habituellement. Des pluies violentes sans tonnerre ni éclairs se distinguent des orages uniquement par un moindre développement d'électricité; d'où résulte l'absence des éclairs et du tonnerre.

HAUTEUR DES NUAGES ORAGEUX. — Les orages en été commencent toujours par des *cirrus;* quand ceux-ci deviennent plus épais et lorsqu'une ou plusieurs couches de *cumulus* existent au-dessous, alors ces nuages échangent des éclairs entre eux. Nous devons donc assigner aux orages une grande hauteur; cette assertion est très-contraire à l'opinion reçue sur la faible élévation des nuages orageux. Des voyageurs qui se trouvaient au sommet du Brocken à 1,140 mètres, et sur des montagnes d'une moindre élévation, assurent en avoir vu au-dessous d'eux. Le ciel était-il serein au-dessus de leur tête, c'est ce qu'ils ont souvent omis de nous dire; dans l'orage, on ne considère que la foudre et rarement l'état du ciel plusieurs heures avant qu'il éclate. Sur les Alpes, je n'ai jamais vu d'orages au-dessous de mes pieds, souvent toute la masse était au-dessus de ma tête; j'étais quelquefois enveloppé de nuages, le tonnerre et les éclairs n'éclataient pas loin de moi, mais je me trouvais seulement dans la partie inférieure de la masse orageuse, qui échangeait des étincelles avec la masse supérieure.

Ces nuages bas qu'on observe au sommet des montagnes peu élevées se forment avec une extrême rapidité à l'approche de l'orage; je les ai souvent observés. Pendant mon séjour sur le Rigi, à 1,800 mètres sur la mer, le ciel resta couvert de *cirrus* pendant toute une matinée; ces *cirrus* s'épaissirent vers midi, des *cumulus* isolés passaient au-dessus de ma tête. L'après-midi, un orage se forma dans la partie supérieure de la vallée de Sarnen; j'entendais le faible roulement d'un tonnerre éloigné,

et il plut abondamment dans cette vallée; le Rigi était dégagé de nuages, il y en avait seulement quelques-uns sur le mont Pilate. Au bout de quelque temps, l'orage se dirigea vers le nord, mais il était évidemment plus haut que le sommet du mont Pilate, qui s'élève à 2,044 mètres au-dessus de la mer. Je pus voir le long des flancs de cette montagne les effets du courant descendant de l'air froid ; non-seulement les nuages grossissaient rapidement autour de son sommet, mais des masses isolées roulaient avec une extrême vitesse le long de ses pentes, semblables à des boules colossales qu'on aurait précipitées du haut de la montagne : dans le bas, elles disparaissaient ou se mouvaient horizontalement. En même temps le tonnerre éclatait avec plus de force. Peu de minutes après, la partie du lac des Quatre-Cantons comprise entre le golfe d'Alpnach et celui de Lucerne s'agita; cette agitation se propagea avec l'orage vers le Rigi, et je remarquai quelques nuages sur le Rigi-Staffel qui ne tardèrent pas à disparaître. Cependant le vent était devenu plus vif sur le sommet où je me trouvais, les nuages s'élevaient le long du flanc occidental, l'orage s'approchait de mon zénith; il était à une grande hauteur. Au bout de quelques minutes, les nuages descendirent jusqu'à moi, et je me trouvai enveloppé de brouillard; le tonnerre grondait et les éclairs brillaient à une faible distance. Des voyageurs m'assurèrent ensuite avoir trouvé les nuages à plus de 300 mètres au-dessous du sommet. En considérant seulement ces nuages inférieurs, on ne donnerait à cet orage qu'une hauteur de 1,300 mètres tout au plus; mais ce que nous avons vu plus haut prouve qu'il dépassait celle du Pilate.

Si les orages étaient aussi bas que le prétendent la plupart des voyageurs, ils ne pourraient pas traverser aussi facilement les hautes chaînes de montagnes. Les habitants de la vallée de Chamounix assurent que les orages passent souvent au-dessus du sommet du mont Blanc (4,810^{m}). J'ai vu du Faulhorn (2,683^{m}) un orage qui était arrêté dans le haut Valais; le bord supérieur des nuages dépassait la pointe du Finsteraarhorn (4,362^{m}). Pendant un autre orage, le plan inférieur des nuages était très-uniforme : le Faulhorn, le Schwarzhorn, le Pilate et le Niesen (2,365^{m}) étaient libres de nuages. Les cornes argentées (*Silberhœrner*) de la Jungfrau n'en étaient point enveloppées : on pouvait donc assigner à cet orage une hauteur de 3,300 mètres au moins.

Quelquefois il est possible de déterminer approximativement la hauteur d'un orage. Quand les éclairs suivent une direction horizontale, on mesure l'intervalle qui sépare le tonnerre de l'éclair; or, le son parcourant 333 mètres dans une seconde, il n'y a qu'à multiplier par 333 le nombre des secondes écoulées pour estimer la distance de l'éclair à l'observateur. Si en même temps on a mesuré la hauteur angulaire de l'éclair, on en conclut sa hauteur verticale. Ainsi en 1834, où il y eut à

Halle plusieurs orages très-élevés, j'ai trouvé, le 5 juin, que les éclairs étaient à une hauteur variant entre 1,900 et 3,100 mètres. Le 21 juillet, le *minimum* de quelques éclairs traversant le zénith était de 1,300 mètres.

Quand des orages sont aussi peu élevés, nous devons admettre que les nuages que nous voyons se sont formés après les couches plus élevées qui constituent principalement l'orage. La rapidité avec laquelle ces nuages inférieurs se condensent donne lieu à une forte tension électrique qui se manifeste par des décharges répétées; elle tient à l'action par influence des masses supérieures qui agissent sur les inférieures.

ÉLECTRICITÉ DES ORAGES. — Malgré les nombreuses recherches entreprises sur ce sujet, il est encore enveloppé d'une grande obscurité. Placez-vous près d'un électromètre et observez-le pendant tout le cours d'un orage, vous verrez combien ses indications sont variables. Les éclairs sont déjà très-rapprochés sans que les instruments les plus délicats donnent le moindre signe d'électricité; tout à coup celle-ci augmente au moment d'un éclair très-fort. Un autre jour, l'orage arrive avec tous les signes d'une forte tension électrique, quelques éclairs sillonnent la nue, les deux pailles de l'électroscope retombent l'une vers l'autre, et il se passe quelque temps avant qu'elles s'écartent de nouveau. Un jour, la tension électrique variera à chaque coup de tonnerre; une autre fois, elle restera la même pendant un quart d'heure, quoique les éclairs se succèdent rapidement. Dans un orage, les pailles s'écartent rapidement; vient un éclair, et elles se rapprochent; pendant un autre, elles retombent, puis divergent rapidement pour se rapprocher lentement, jusqu'à ce qu'un nouveau coup de tonnerre les fasse diverger derechef. L'électricité peut être longtemps positive; sa force seule varie; mais bientôt la pluie, les nuages, le vent, les éclairs, restant les mêmes, les pailles s'écartent tantot sous l'influence de l'électricité positive, tantôt sous celle du fluide de signe contraire.

Si l'on compare tout ce qui a été écrit sur les orages, on n'hésite pas à en conclure que ce sont les phénomènes les plus compliqués de la météorologie. Je doute qu'on puisse de longtemps se rendre compte de toutes les circonstances qui les accompagnent. D'abord un seul observateur est insuffisant; pour réunir toutes les données, il faut noter l'électricité, la direction du vent, les mouvements et la forme des nuages, la grosseur des gouttes de pluie et la direction dans laquelle elles tombent, la forme et le lieu des éclairs, la divergence des pailles de l'électromètre : chacun de ces phénomènes exige toute l'attention d'un observateur, qui perd encore un temps précieux à écrire ses remarques. Il faudrait en outre que plusieurs observateurs, disséminés sur toute la surface d'où l'orage est visible, notassent toutes ces indications chacun de leur côté, et les comparassent entre elles.

Toutes les indications capricieuses de l'électroscope tiennent à ce qu'il est influencé par plusieurs couches de nuages superposées qui agissent et réagissent les unes sur les autres et sur la terre, de façon que les électricités se développent et se neutralisent tour à tour. On est habitué à voir dans les orages les manifestations les plus puissantes de la tension électrique, et l'on a de la peine à comprendre qu'il puisse y avoir des éclairs et des coups de tonnerre sans une tension électrique très-notable. Cependant l'électricité par influence offre en petit des effets analogues. Isolez une bouteille de Leyde chargée et approchez-en les électroscopes les plus sensibles de son armature extérieure, elle ne donnera pas le moindre signe d'électricité, et pourtant elle en contient une grande quantité, qui est retenue par l'électricité accumulée dans l'armature intérieure : cette dernière contient du fluide libre, car, si nous approchons le doigt, il y a production d'étincelle, et l'électricité surabondante s'écoule dans le sol. Mais alors une partie de l'électricité de l'armature externe devient libre et agit sur l'électromètre, tandis que l'interne n'agit point et ne recommence que lorsqu'on a touché de nouveau l'armature extérieure. On peut renouveler à plusieurs reprises ces contacts alternatifs, la partie qui auparavant semblait à l'état neutre devient électrique dès qu'on a touché l'autre. Si nous suspendons horizontalement une bouteille à des fils de soie, et que nous placions un électroscope dans le voisinage, ses pailles joueront comme pendant un orage, avec cette différence toutefois qu'il n'y a pas seulement deux armatures, mais plusieurs, car chaque coup de vent condense de nouvelles vapeurs qui dégagent de l'électricité : on comprend dès lors combien le phénomène se complique.

Tous les orages fournissent la preuve des effets de ces condensations successives. Un éclair passe par le zénith et avant le coup de tonnerre, plus rarement après, la pluie ou la grêle s'échappe par torrents du nuage; les gouttes tombent d'abord suivant une ligne inclinée à l'horizon, puis reviennent à la verticale. On dit habituellement que la pluie est un effet de l'éclair qui déchire la nue, mais c'est le coup de vent qui a condensé les vapeurs en larges gouttes, les a poussées d'abord dans une direction presque horizontale : d'où dégagement d'électricité et coups de tonnerre. Ce qui prouve que cette condensation a précédé l'éclair, c'est que la pluie tombe souvent avant qu'on entende le bruit du tonnerre : or celui-ci parcourt 333 mètres par seconde; si donc la pluie était un effet de l'éclair, il s'ensuivrait que les gouttes d'eau seraient tombées avec une vitesse au moins égale, vitesse qu'elles n'ont jamais, même à la fin de leur chute.

Ajoutez à cela que les orages s'étendent souvent sur une superficie de plusieurs myriamètres carrés, et que l'électricité de chacune de leurs parties réagit sur l'autre. L'observateur placé dans la plaine n'a pas une

vue assez étendue pour l'embrasser tout entier, et celui qui est sur une montagne est le plus souvent entouré de nuages. Dans un orage que j'ai observé du Faulhorn, le 13 août 1833, les nuages inférieurs n'existaient pas, et j'ai pu contempler le phénomène dans toute sa grandeur. Plusieurs fois pendant la journée il avait plu au loin et auprès de moi. Vers 7 heures du soir la masse de nuages, composée de plusieurs couches, avait une apparence orageuse; leur surface inférieure était à une élévation de 3,300 mètres environ. Au delà des Diablerets, dans le bas Vallais, et du Glaernisch dans le canton de Glarus, on ne voyait rien. Dans cet orage, qui avait une étendue de plus de 150 kilomètres, les éclairs venaient distinctement de cinq points différents : au delà des Diablerets, dans le pays de Vaud; à la droite du Rinderhorn, peut-être dans le Simmenthal; dans la direction de Berne; dans celle de Lucerne, derrière le sommet du mont Pilate, et dans celle de Schwitz. Plusieurs heures d'observation m'ont prouvé que les électricités de ces cinq points agissaient et réagissaient les unes sur les autres. Sur un tiers au moins des éclairs, voici ce que je constatai : un éclair partait dans le pays de Vaud entre deux couches de nuages, car la couche inférieure était peu éclairée; immédiatement après, souvent en même temps, on voyait dans le voisinage du Rinderhorn un éclair en zigzag dirigé de haut en bas. Quelques instants après des lueurs électriques brillaient au-dessus de Berne, et un éclair en zigzag leur répondait dans la direction de Lucerne, puis dans celle de Schwitz. Lorsque le temps devint plus sombre, je vis aussi des éclairs dans l'est, mais ils étaient trop éloignés pour que je pusse les étudier. Il est évident que le premier éclair parti dans le pays de Vaud troublait l'équilibre de tout le système : un observateur placé à Schwitz aurait donc observé des oscillations dans l'électromètre, dont la cause première dépendait d'un éclair parti dans le voisinage du lac Léman.

CHOC EN RETOUR. — Il n'est pas rare de voir deux orages séparés par une partie du ciel presque sereine; un éclair dans le premier est suivi d'un éclair dans le second. Mais, par influence la terre étant toujours dans un état électrique opposé à celui du nuage, l'électricité peut se réunir à celle du nuage et produire une violente commotion. Peu d'événements de ce genre ont fait autant de bruit que celui du 19 juillet 1785, dont **Brydone** nous a conservé tous les détails. A la suite d'une belle matinée, des nuages se montrèrent vers 11 heures dans le S.O.; entre midi et 1 heure ils échangèrent des éclairs auxquels succédèrent des coups de tonnerre dans l'intervalle de 20 à 30 secondes. Tout à coup **Brydone** entendit une forte détonation, comme si on déchargeait rapidement plusieurs fusils à de courts intervalles; cette détonation n'avait été précédée d'aucun éclair. A peu de distance de la maison, un homme nommé **Lauder**, conduisant une voiture de charbon, fut tué avec ses chevaux; un autre charretier, assis sur une voiture qui suivait la pre-

mière, avait vu tomber les chevaux sans apercevoir d'éclair et sans éprouver de commotion. Plusieurs morceaux de charbon avaient été dispersés. A 5 décimètres derrière chaque roue de la voiture, il y avait dans la terre un trou de 5 centimètres de diamètre, dont le milieu correspondait à l'ornière de la roue. Ces détails furent confirmés par des témoins oculaires. Dans le voisinage, un berger qui faisait paitre ses moutons vit un agneau tomber mort, et lui-même crut sentir une flamme passer devant son visage, cet accident précéda d'un quart d'heure environ celui de **Lauder**, et il eut lieu à 2,700 mètres de la place où celui-ci fut tué. Une femme qui coupait de l'herbe à peu de distance éprouva une forte commotion dans le pied et tomba. Le pasteur **Bell** assura avoir senti le sol de son jardin trembler sous ses pieds.

Ces phénomènes résultent de l'action des nuages entre eux et sur la terre; nous pouvons les imiter à l'aide de nos machines. Électrisez positivement un conducteur que j'appellerai A, puis disposez dans le voisinage et à une faible distance deux petits cylindres B et C placés l'un derrière l'autre; si A et B sont assez éloignés pour que l'étincelle ne puisse pas passer de l'un à l'autre, B sera électrisé par influence, l'extrémité la plus rapprochée de A sera négative, l'autre positive, et un grand nombre d'étincelles passeront de B à C. La même chose se passe après un éclair entre plusieurs nuages ou entre un nuage et le sol. Supposons qu'un gros nuage électrise le sol par influence, si, à l'une de ses extrémités, un éclair tombe sur la terre, alors l'électricité du côté opposé devenue libre se réunit à celle du sol. Si celui-ci est humide, le passage se fait facilement; sinon il y a commotion, parce que la terre conduit mal l'électricité.

LIGNES DE PARTAGE DES ORAGES. — Dans les pays de montagnes les orages sont en général plus fréquents et beaucoup plus violents que dans la plaine, parce que les vents produisent une condensation plus rapide des vapeurs; en même temps les montagnes s'opposent au mouvement des nuages, et l'électricité produite s'accumule pour ainsi dire dans un seul point. Dans quelques pays les montagnes sont de véritables lignes de partage; souvent en effet un orage formé dans la plaine ou dans une vallée est poussé par le vent vers une chaine de montagnes, s'y arrête, ou est ensuite entraîné dans une autre direction et se ramifie en divers sens. Dans chaque village on vous montrera le point d'où viennent les orages; toutefois ces assertions doivent être soumises à la critique, qui est en désaccord le plus souvent avec l'opinion régnante.

Les montagnes opposent aux orages un obstacle purement mécanique; souvent l'orage est entraîné par un vent d'une force médiocre, mais l'air froid au-dessus du nuage se précipite avec une vitesse extrême et s'écoule de tous côtés, tandis que dans le haut l'air chaud se meut de tous les

côtés vers le nuage. Si le courant d'air froid rencontre une chaîne de montagnes, il éprouve une résistance et arrête le mouvement du nuage en réagissant sur lui; si la direction de la marche du nuage est perpendiculaire à celle de la chaîne de montagnes, il peut y rester collé pendant longtemps. Sa direction fait-elle un angle aigu avec celle de la chaîne, alors il la suit jusqu'à ce qu'il trouve une vallée dont la direction soit parallèle à celle qu'il avait primitivement, il y pénètre alors et s'y décharge. Les sommets isolés séparent souvent les orages en deux parties, dont chacune continue sa marche isolément.

ORAGES EN HIVER. — La formation des orages est, comme je l'ai déjà dit, accompagnée d'une baisse lente et continue du baromètre, ce qui prouve que les vents du sud règnent dans le haut de l'atmosphère. Quand le courant ascendant élève les vapeurs à une grande hauteur, elles se condensent rapidement. Le vent les entraîne ensuite avec lui; c'est pourquoi les orages, en hiver, viennent toujours avec le vent de S.O. Dans d'autres cas, l'orage se forme au point de rencontre de deux vents opposés, il est alors très-violent et l'état de l'atmosphère est troublé pour longtemps. Quand les vents de l'est ont soufflé constamment et que le S.O. l'emporte, le temps devient pluvieux. Pendant ces orages il y a une telle confusion dans les courants aériens, qu'il faut l'observation la plus attentive pour les démêler. Rarement j'ai pu les observer aussi bien que pendant l'orage du 21 juillet 1854; les vents d'est régnaient depuis quelque temps, le ciel était serein et la température élevée, mais le baromètre baissait lentement. Le matin du jour de l'orage il y avait des *cirrus* entrelacés au ciel, dont l'aspect était terne, surtout dans l'ouest. Les *cirrus* se condensèrent peu à peu, l'éclat du soleil devint de plus en plus pâle, tandis que dans l'est le ciel restait serein. Après 4 heures, son azur disparut derrière des *cirrus* épais, et des nuages bleuâtres, précurseurs de la tempête, montaient de l'ouest vers le zénith, qu'ils dépassaient. Bientôt le tonnerre se fit entendre, de la pluie et de la grêle tombèrent en abondance, les nuages se mouvaient avec une vitesse variable. Il fut évident pendant longtemps que des nuages marchaient d'occident en orient, quoique la masse principale se mût vers l'occident. Les vapeurs venant de l'ouest se mêlaient à l'air qui affluait de l'est. Celles qui étaient plus basses furent condensées, mais toujours repoussées vers l'ouest. Quoique tout le phénomène fût une conséquence de la lutte des vents opposés, il était cependant facile de voir que le combat était plus violent çà ou là et s'accompagnait de condensation de vapeurs et de développement d'électricité. En effet, les nuages se mouvaient avec vitesse dans un point, ils tournaient sur eux-mêmes et devenaient de plus en plus opaques. Les éclairs se succédaient rapidement dans ce point et devenaient plus rares dans les autres parties du ciel. Bientôt ce phénomène se reproduisait dans une autre ré-

gion du ciel fort éloignée de la première, et les éclairs cessaient dans le premier point.

C'est ainsi que se forment tous les orages en hiver lorsque deux vents opposés viennent à lutter ensemble et surtout quand un orage arrivant du S.O. est refoulé par un vent d'est. Au moment où l'orage éclate, le baromètre recommence ordinairement à monter. Mais rarement les orages sont très-violents dans nos contrées, parce que l'air n'est pas assez chargé de vapeurs pour qu'il se développe une quantité notable d'électricité. Ils sont assez communs dans le voisinage des côtes, où en hiver la température est plus élevée et l'évaporation plus abondante que dans l'intérieur du pays; mais leur durée n'est pas longue, car l'électricité produite s'épuise rapidement, et l'équilibre se rétablit aussitôt.

ÉCLAIRS SANS TONNERRE. — Quand un orage est situé au-dessous de l'horizon on observe le soir et pendant la nuit des éclairs très-brillants, tandis qu'on n'entend pas le tonnerre, parce que l'orage est trop éloigné de l'observateur pour que le bruit puisse parvenir jusqu'à son oreille. Même lorsque les éclairs atteignent une hauteur angulaire de 20°, il peut arriver quelquefois qu'on entende à peine le tonnerre. C'est le cas en particulier quand ils sont très-élevés dans l'atmospère, car alors le son engendré dans un air très-raréfié s'affaiblit de plus en plus à mesure qu'il traverse des couches d'air plus denses.

Souvent, par une soirée sereine, on aperçoit, après le coucher du soleil des lueurs intermittentes qui illuminent une grande portion du ciel : c'est ce qu'on nomme des *éclairs de chaleur*. On les remarque entre les tropiques aussi bien que chez nous. A Demerari, c'est au commencement de la saison des pluies, car alors les orages sont très-communs dans les montagnes de l'intérieur, tandis que le ciel est serein tout le long de la côte. Nous regardons ces lueurs comme le reflet des éclairs d'orages éloignés. Chacun a pu s'assurer que les éclairs sont réfléchis par l'air avec une grande intensité pendant une nuit sombre. Quand un orage est à l'ouest et le reste du ciel complétement serein, il suffit de tourner le dos à l'orage pour voir les éclairs réfléchis dans le ciel du côté de l'est, et cependant, dans ce cas, les conditions de réflexion sont bien moins favorables que dans l'exemple précédent.

Nous pouvons, de cette manière, apercevoir des orages à des distances énormes; mais, comme l'observateur n'est pas toujours à même d'acquérir la conviction de l'existence de ces orages, il en résulte qu'on a hasardé diverses hypothèses pour expliquer ces lueurs. Les uns ont cru à une phosphorescence de l'atmosphère, les autres ont admis des étincelles électriques dans un ciel serein. Mais on commet ici la même faute que pour les orages, on les observe au moment où ils éclatent, et l'on néglige tout ce qui les précède. Presque dans tous les cas où j'ai observé de violents éclairs de chaleur, le ciel était terne pendant la journée, on

apercevait çà et là des *cirrus* entrelacés; tout faisait craindre l'approche d'un orage, quelquefois il y avait aussi à l'horizon des *cumulo-stratus* qui semblaient disparaître subitement après le coucher du soleil, mais les éclairs trahissaient leur existence en illuminant leurs contours. Dans ce cas on aperçoit aussi fort souvent de longues bandes horizontales de *cirrus*. Le baromètre commence à descendre ou à monter, et, dans la plupart des cas où j'ai observé des éclairs de chaleur, j'ai trouvé dans les feuilles publiques la nouvelle que des orages avaient éclaté à la distance de 20 à 25 myriamètres. Plusieurs fois ces éclairs lointains étaient suivis d'un violent orage pendant la nuit.

M. de la Rive, de Genève, et quelques naturalistes suisses ayant soutenu l'opinion que ces éclairs n'étaient pas une conséquence d'orages éloignés, j'ajouterai ici quelques faits observés dans les Alpes, auxquels je pourrais en joindre beaucoup d'autres dont j'ai été témoin en Allemagne et ailleurs.

Le 18 juin 1832, j'aperçus du haut du Rigi des orages dans différentes directions; vers le soir le ciel s'éclaircit, et à 9 heures il n'y avait de nuages que sur les montagnes du sud; ceux-ci ne tardèrent pas à disparaître eux-mêmes. A 10 heures, j'observai entre le sud et le S.E. au delà des Alpes des éclairs brillants; une bande de nuages basse et presque horizontale, dont le bord supérieur n'était visible que quand il était illuminé par des éclairs, se voyait dans la même direction. Au delà toutes les montagnes étaient dégagées. Les éclairs dépassaient le zénith. Si je n'avais aperçu le bord du nuage orageux, j'aurais pu croire à des éclairs de chaleur. Plus tard des voyageurs me rapportèrent qu'il y avait eu presque journellement de violents orages dans l'Italie septentrionale. Le 12 juillet, je vis avec **M. Horner**, à Zurich, au sud du lac, des éclairs de chaleur très-vifs, il y avait des *cirrus* au ciel, et les lueurs éclairaient même les rues de la ville.

Au milieu du mois d'août 1832 des éclairs de chaleur furent observés très-souvent à Genève; pendant le jour le ciel avait un aspect terne et blafard. Le 16 août, ce sujet fut discuté avec vivacité dans le sein de la Société de physique et d'histoire naturelle. Après la séance, des éclairs de chaleur illuminèrent tout l'horizon septentrional comme pour mettre à l'épreuve les opinions soutenues. Pendant le jour le ciel avait été terne; vers le nord j'avais aperçu des *cumulo-stratus* à l'horizon, et après le coucher du soleil il y avait encore des nuages au ciel. Quelques jours après les journaux étaient remplis du récit des ravages causés par des orages dans le pays de Bade, le Wurtemberg et la Bavière; même dans le pays de Vaud la foudre tomba sur plusieurs maisons. Si les journaux avaient mentionné de même les orages qui éclatèrent dans le voisinage sans causer de ravages, on aurait vu qu'il y en avait de plus rapprochés encore.

Le lendemain matin, 17 août 1832, de légers nuages couvraient le ciel; vers midi des *cirrus* se montrèrent, et le ciel avait un aspect blafard. En allant vers Chambesy le long du lac de Genève, je vis sur plusieurs points de l'horizon des *cumulo-stratus* très-éloignés, car leurs bords étaient rouges. Des nuages cachaient le sommet du mont Blanc et des montagnes voisines. M. **Théodore de Saussure**, avec lequel je passai quelques heures bien douces, m'apprit que depuis quelques jours la sécheresse de l'air était extrême et les signes d'électricité presque nuls. En revenant le soir à Genève, je vis des éclairs tout autour de l'horizon; l'éclat des étoiles était affaibli, et les nuages semblaient avoir disparu, quoique je les eusse aperçus distinctement un quart d'heure avant le commencement des éclairs. Il est peu probable que des nuages aussi épais se soient dissipés ainsi en un quart d'heure. Le 21 août je vis depuis Bex des éclairs très-forts dans le haut Valais, ainsi que des nuages que j'avais observés pendant le jour; tout le ciel était éclairé, même quand je tournais le dos à l'orage. Je n'ajouterai point d'autres faits, car dans mon opinion il est certain que les éclairs dits de chaleur sont dus à des orages éloignés.

FEUX DE SAINT-ELME. — Quand les nuages orageux sont très-bas, il n'y a souvent point d'éclairs; l'électricité produite par influence est tellement forte, qu'elle s'échappe des points saillants sous forme de flammes, comme on le voit aux pointes de nos machines électriques. Ce phénomène, connu des anciens sous le nom de **Castor** et **Pollux**, a été nommé depuis feu de Saint-Elme. Les anciens en rapportent des exemples que Tite-Live range parmi les faits extraordinaires (*prodigia*). On avait vu à l'extrémité des piques des soldats ou des mâts des navires des flammes accompagnées d'un sifflement aigu et qui sautaient d'une pointe à l'autre. C'est en hiver qu'on observe le plus souvent le feu de Saint-Elme, du moins la plupart des relations que j'ai parcourues se rapportent à cette saison. Le récit suivant de M. **de Forbin** peut donner une idée de ce phénomène; c'était en 1696. « Le ciel, dit-il, se couvrit tout à coup d'épais nuages. Craignant un coup de vent, je fis carguer toutes les voiles. Il y avait plus de trente feux de Saint-Elme sur le navire; l'un d'eux occupait la girouette du grand mât et avait environ 5 décimètres de long. J'envoyai un matelot pour le chercher. Quand il fut en haut, il entendit un bruit semblable à celui que fait en brûlant de la poudre humectée. Je lui ordonnai d'enlever la girouette; à peine eut-il exécuté cet ordre que le feu la quitta et se plaça à l'extrémité du grand mât, d'où il fut impossible de l'enlever. Il y resta assez longtemps et disparut peu à peu. L'orage se termina par une pluie qui dura plusieurs heures. »

Sur les montagnes ce phénomène est encore plus commun quand des nuages électriques passent dans leur voisinage. **De Saussure** l'a vu sur

les Alpes et je l'ai observé aussi. Ai-je besoin d'ajouter que cette flamme, malgré son analogie avec le feu, ne brûle pas les objets qu'elle touche; les pointes de nos machines ne s'échauffent même pas, malgré la grande quantité d'électricité qui les traverse.

S'il existe entre le nuage et la terre d'autres corps qui peuvent être électrisés par influence, alors ceux-ci peuvent aussi dégager de l'électricité visible sous forme de flamme. On a vu souvent pendant un orage de la neige phosphorescente tomber sur le sol, et toujours il y avait alors dans l'air une forte charge d'électricité.

Nous venons d'examiner les phénomènes les plus importants qui accompagnent un grand développement d'électricité. Les observations qui prouvent leur liaison sont encore bien incomplètes, et, pour qu'elles fussent parfaitement probantes, il faudrait les répéter d'une manière continue et sur divers points du globe. Toutefois il me paraît démontré que l'électricité n'est jamais cause des modifications de l'atmosphère, et ses manifestations les plus formidables tiennent à ce que l'électricité dégagée par la précipitation de la vapeur d'eau ne peut se neutraliser que par une étincelle. Un grand nombre de physiciens ne partagent pas cette manière de voir; mais je serais entraîné trop loin si je voulais réfuter leurs opinions.

GRÊLE. — Dès l'origine de la météorologie on a donné une foule d'explications diverses de ce phénomène, et encore aujourd'hui les physiciens sont loin d'être d'accord entre eux. Comment comprendre que pendant la belle saison et les jours les plus chauds il tombe souvent des masses considérables de glace? Pourquoi certaines contrées sont-elles ravagées par la grêle presque tous les ans, tandis que des localités adjacentes sont presque toujours épargnées? La grêle se forme-t-elle à une grande hauteur dans l'atmosphère ou à une faible distance de la surface terrestre? Telles sont les questions qui ont été souvent soulevées et jamais résolues.

On distingue ordinairement trois espèces de grêles fondées sur la grosseur des grêlons. Mais, pour prouver que cette distinction n'a aucune importance scientifique, il me suffira de faire observer que l'on n'a jamais été tenté de distinguer les flocons de neige microscopiques, qui flottent quelquefois pendant l'hiver dans les régions inférieures de l'atmosphère lorsque le temps est serein, de ces larges flocons qui tombent pendant les temps humides. Tout le monde sait aussi qu'entre la pluie fine qui s'échappe d'un brouillard humide et les averses à larges gouttes d'un nuage orageux il y a toutes les transitions imaginables.

Les grêlons les plus petits sont désignés sous le nom de *grésil*. Ordinairement sphériques ou presque sphériques, ils atteignent rarement un diamètre de deux millimètres; cependant ils peuvent en avoir trois et même quatre. Les grêlons isolés sont opaques, souvent assez mous et

d'une blancheur qui se rapproche de celle de la neige. Les plus gros sont quelquefois entourés d'une légère couche de glace; ils tombent en hiver et au printemps pendant les temps à grains : rarement ils accompagnent les orages.

Formes des grêlons. — La véritable grêle a ordinairement la forme d'une poire ou d'un champignon terminé par une surface arrondie. C'est une masse opaque et analogue à la neige durcie. Les grêlons plus gros sont entourés d'une épaisse couche de glace et se composent de couches alternatives de neige et de glace. Aucun observateur n'a vu de grêlons formés de glace transparente, tous parlent d'un noyau neigeux. Souvent les grains ressemblent à des pyramides sphériques ou pyramides à trois faces terminées par une base qui est une portion de sphère. Aussi MM. **Delcros, Noeggerath** et d'autres observateurs pensent-ils que la forme primitive de la grêle est une sphère qui éclate en tombant [1]. Je crois néanmoins que la forme pyramidale est la forme primitive de la grêle, car les noyaux de neige entourés d'une couche de glace offrent souvent cette apparence, et sur les Alpes j'ai trouvé que le grésil affectait ordinairement cette forme. Les grains de grésil forment le centre des grêlons, et je crois avec **de Saussure** que le grésil se métamorphose en grêlons à mesure qu'il descend dans l'atmosphère par suite de l'addition de nouvelles couches de glace.

Les grêlons formés de glace transparente sont des gouttes de pluie qui tombent de nuages amenés par les vents du sud et qui gèlent en traversant les couches refroidies de l'air qui avoisinent le sol.

[1] Descartes avait émis à ce sujet des idées analogues. Voici ce qu'on lit dans son sixième *Discours sur les Météores* : « Que si la neige n'est point encore si fondue, mais seulement un peu réchauffée et ramollie lorsque le vent froid qui la convertit en grêle survient, elle ne se rend pas du tout transparente, mais demeure blanche comme du sucre. Et, si les flocons de neige sont assez petits, comme de la grosseur d'un pois ou au-dessous, chacun se convertit en un grain de grêle qui est assez rond; mais, s'ils sont plus gros, ils se fondent et se divisent en plusieurs grains tout pointus, en forme de pyramides. Car la chaleur, qui se retire dans les pores de ces flocons au moment qu'un vent froid commence à les environner, condense et resserre toutes leurs parties, en tirant de leurs circonférences vers leurs centres, ce qui les fait devenir assez ronds, et le froid, les pénétrant aussitôt après et les gelant, les rend beaucoup plus durs que n'est la neige. Et pour ce que, lorsqu'ils sont un peu gros, la chaleur qu'ils ont au dedans continue encore de faire que leurs parties intérieures se resserrent et se condensent, en tirant toujours vers le centre, après que les extérieures sont tellement durcies et engelées par le froid, qu'elles ne les peuvent suivre, il est nécessaire qu'elles se fendent en dedans, suivant des plans en lignes droites qui tendent vers le centre, et que leurs fentes s'augmentent de plus en plus, à mesure que le froid pénètre plus avant; enfin ils s'éclatent et se divisent en plusieurs pièces pointues, qui sont autant de grains de grêle. »

MM. Élie de Beaumont, Virlet et Airy ont observé aussi des grêlons ayant la forme d'une pyramide sphérique. Ils leur assignent la même origine probable que Descartes avait déjà mentionnée. (Voyez *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. IV, p. 749, 801 et 922.) M.

GROSSEUR DES GRÊLONS. — Elles est souvent très-notable, mais il faut toujours se demander si les masses qu'on trouve mentionnées dans les auteurs ne sont pas dues à l'agglomération d'un grand nombre de grêlons qui se sont réunis en tombant. Chaque année on trouve dans les journaux des nouvelles de grêlons énormes tombés dans divers lieux; qu'il me suffise de rapporter quelques exemples. Le 29 avril 1697, on ramassa, suivant **Halley**, dans le Flintshire, des grêlons pesant 120 à 130 grammes, et, le 4 mai de la même année, **Taylor** mesura dans le Stratfordshire des grêlons qui avaient 3 décimètres de circonférence. **Parent** assure qu'on trouva au Perche, le 15 mai 1703, des grêlons de la grosseur du poing. **Montignot** et **Tressan** en ramassèrent à Toul, le 11 juillet 1753, dont la forme était celle de polyèdres irréguliers et le diamètre de 8 centimètres. **Musschenbroeck** observa à Utrecht, en 1736, une forte grêle dont presque tous les grêlons avaient la grosseur d'un œuf de pigeon; quelques-uns, formés par l'agglomération de plusieurs autres, avaient le volume d'un œuf de poule. Dans l'Amérique du Nord, suivant **Olmsted**, il tombe tous les ans des grêlons plus gros que des œufs de poule. Le 7 mai 1822, **Noeggerath** recueillit des grêlons dont le poids était de 190 grammes. En 1811, **Muncke** a trouvé en Hanovre un grand nombre de grêlons pesant 120 grammes. Dans une grêle qui fit de grands ravages sur les bords du Rhin, le 13 août 1832, le grêlon le plus lourd, trouvé par **Voget** à Heinsberg, pesait 90 grammes; à Randerath, dans le district de Geilenkirchen, les grêlons pesaient de 120 à 240 grammes; on dit en avoir ramassé qui pesaient 500 grammes. A Elberfeld, les grêlons avaient la grosseur d'un œuf de poule. Pendant une grêle, le 5 octobre 1831, il tomba à Constantinople des masses de la grosseur du poing. Une demi-heure après, quelques-unes pesaient encore 500 grammes. On cite des masses analogues ramassées à la fin du mois de mai 1821 à Palestrine dans les États romains. Il y a plus, une grêle enfonça, le 15 juin 1829, les toits des maisons à Cazorta en Espagne; les blocs de glace pesaient, dit-on, 2 kilogrammes. Il est probable que c'étaient des grêlons agglutinés; on ne saurait en douter à l'égard d'une masse tombée en Hongrie le 8 mai 1802, et qui avait un mètre en long et en large, et 7 décimètres de haut. Un autre bloc aussi gros tomba près de Seringapatnam dans les derniers temps du règne de Tippo-Saïb.

On a quelquefois trouvé dans l'intérieur des grêlons des débris de paille, et en Islande de la cendre volcanique. On a aussi beaucoup parlé de grêlons contenant du sulfure de fer et des oxydes de fer hydraté, mais les renseignements recueillis à Orenbourg par M. **Gustave Rose** tendraient à faire croire que le fait est controuvé.

ÉPOQUES DES AVERSES DE GRÊLE. — Il est généralement admis qu'il ne grêle que pendant le jour. Pour contrôler la vérité de

cette assertion, j'ai rapproché les dates de toutes les grêles tombées en Allemagne et en Suisse qui sont arrivées à ma connaissance, et j'ai construit le tableau suivant :

SAISONS ET HEURES DES AVERSES DE GRÊLE.

HEURES.	HIVER.	PRINTEMPS.	ÉTÉ.	AUTOMNE.	ANNÉES.
midi.	1	8	10	5	24
1	4	18	8	6	36
2	10	38	15	13	78
3	4	19	11	8	42
4	5	14	17	1	37
5	4	16	13	3	36
6	1	9	8	5	23
7	1	6	10	. . .	17
8	1	3	3	4	11
9	2	18	6	3	29
10	3	2	3	1	9
11	1	. . .	. . .	1	2
minuit.	. . .	. . .	2	. . .	2
13	. . .	. . .	1	. . .	1
14	. . .	. . .	2	. . .	2
15	. . .	. . .	. . .	1	1
16	1	. . .	. . .	. . .	1
17	2	2	. . .	1	5
18	1	1	. . .	. . .	2
19	7	13	3	6	29
20	4	3	1	2	10
21	3	6	2	. .	11
22	2	8	3	1	14
23	1	10	4	5	20

(*Voy.* l'Appendice, fig. 41.)

Ce tableau fait voir qu'il tombe de la grêle à toutes les heures du jour; mais qu'il en tombe surtout vers midi ou un peu après, au moment de la plus grande chaleur diurne. Les nombres diminuent ensuite d'une manière assez régulière, mais à 9 heures et 19 heures ils sont plus grands qu'on ne le supposerait *à priori*.

Ces chiffres, il est vrai, sont empruntés aux *Éphémérides de Manheim*, et les heures indiquées sont celles où l'on observait les instruments. Il est probable qu'une grêle qui tombait dans les intervalles était rapportée au moment de l'observation des instruments. L'instant exact n'est mentionné que dans le cas où l'averse de grêle avait eu lieu plusieurs heures auparavant.

Les grêles nocturnes ne sont pas très-rares. J'en ai rapporté un grand nombre d'exemples dans mon *Traité de Météorologie*.

GRÊLE DANS LES DIFFÉRENTES SAISONS. — La grêle, de même que la pluie et les orages, ne survient pas avec une égale fréquence dans toutes les saisons. En y réunissant le grésil, qui ne diffère pas sensiblement de la grêle, nous trouvons qu'en Europe elle est d'autant plus rare qu'on s'éloigne davantage des côtes de la mer. En égalant à 100 le nombre de fois qu'il grêle dans l'année, nous trouvons pour les différentes saisons les nombres proportionnels suivants :

DISTRIBUTION DES AVERSES DE GRÊLE DANS LES QUATRE SAISONS.

	HIVER.	PRINTEMPS.	ÉTÉ.	AUTOMNE.
Angleterre. . .	45,5	29,5	3,0	22,0
France.	32,8	39,4	7,0	20,7
Allemagne. . . .	10,3	46,7	29,4	13,6
Russie.	9,9	35,5	30,6	15,0

(*Voy.* l'Appendice, fig. 42.)

Ainsi, en Angleterre, le grésil ou la grêle tombent principalement en hiver, et le nombre des grêles estivales est relativement très-petit. En France, c'est au printemps que le grésil, connu à Paris sous le nom de *giboulées*, est très-fréquent. En été le nombre augmente, et dans l'intérieur de l'Europe la moitié du nombre total des grêles tombe pendant l'été.

DE LA GRÊLE DANS LES RÉGIONS SUPÉRIEURES DE L'ATMOSPHÈRE. — Il serait bien intéressant pour l'histoire de ce météore de comparer des observations comprenant plusieurs années et faites dans des localités très-rapprochées; car il est des contrées qui sont souvent ravagées par la grêle, tandis que d'autres très-voisines ne le sont que rarement. Ainsi **Scheuchzer** affirme que dans les vallées de la Suisse qui vont de l'est à l'ouest, telles que le Valais et celle de Glarus, il se passe quelquefois vingt années sans grêle. Plus tard M. **de Buch** a dit que la grêle était rare dans toutes les vallées où l'on observe le goitre et des crétins; mais, à l'ouverture de ces vallées, là où elles se confondent avec le pays appelé la plaine, par opposition avec les hautes Alpes, la grêle est très-commune. Ainsi Borgofranco, au débouché de la vallée d'Aoste, est dévasté par la grêle presque tous les ans, et **de Saussure** avait déjà fait observer que les contrées situées à quelque distance des hautes montagnes sont affligées par ce fléau plus souvent que celles qui sont placées au pied des Alpes ou à une grande distance de ces montagnes. M. **de Buch** croit en outre que la grêle n'est pas aussi commune

dans les régions élevées. A Cressier, au-dessus du lac de Neufchâtel, les vignes sont souvent grêlées. Dans le village de Lignières, qui est placé à 390 mètres au-dessus, c'est de la pluie qui tombe, tandis que la grêle ravage les vignobles des bords du lac. Des orages sortent pendant l'été du val Travers et se déchargent sous forme de pluie pour les régions élevées, et de grêle pour les contrées inférieures. Près de Clermont en Auvergne, au pied des montagnes, les orages sont fréquents et presque toujours accompagnés de grêle. Les villages de Blanzat, Châteaugué, Sayat, paraissent être condamnés annuellement à ces ravages. D'un autre côté, M. **de Savigné**, curé à Vernet dans la montagne, affirme que ces averses sont rares entre le mont Dore et le Puy-de-Dôme, et qu'il a vu tomber de la grêle une seule fois en 23 ans. Cette région est peu éloignée des villages que nous avons nommés; seulement elle est située à 400 mètres plus haut.

Ces observations, qui sembleraient faire présumer que la grêle se forme ou s'accroît dans les régions inférieures de l'atmosphère, sont difficiles à expliquer. Nous ne devons pas oublier que ces renseignements nous viennent des cultivateurs, qui remarquent seulement les grêles qui diminuent leurs récoltes et ne font aucune attention aux autres. Des circonstances locales doivent avoir une grande influence sur la fréquence de la grêle. Si les nuages sont arrêtés par une chaîne de montagnes, les grêles sont plus communes. Quelques observateurs l'ont vue tomber assez souvent dans les régions élevées; en voici quelques exemples.

Pendant son séjour de treize jours sur le col du Géant, à la hauteur de 3,428 mètres, **de Saussure** fut frappé de la fréquence de la grêle et du grésil, qu'il observa onze fois. **Balmat** reçut une averse de grêle dans la nuit qu'il passa près du sommet du mont Blanc, et **Paccard** trouva beaucoup de grêlons sous la neige qui recouvre la cime. **De Saussure** en conclut que le grésil se forme dans les régions les plus élevées de l'atmosphère et qu'il se transforme en grêle pendant sa chute. Dans son ascension au mont Rose, le 12 juin 1822, **Zumstein** l'essuya à la hauteur de 4,550 mètres, et **Welden** dit que les pluies dans la plaine sont de la grêle ou du grésil sur les montagnes. Mêmes observations à Glarus. Le pasteur **Heer,** à Matt, m'a assuré que les pâturages des hautes Alpes étaient souvent couverts de grêle, et son fils, **Oswald Heer,** m'a communiqué le récit suivant : « J'étais avec quelques amis sur les glaciers du Glaernisch, à 2,600 mètres environ au-dessus de la mer; tout à coup un nuage noir arrivant de l'ouest nous déroba la vue du Bachistock qui s'élève dans le voisinage. Bientôt plusieurs coups de tonnerre formidables firent retentir les échos du Glaernisch, et nous vîmes tomber quelques grêlons. Nous descendîmes rapidement de 300 mètres environ avant que le nuage crevât. Nous étions entourés d'éclairs et de tonnerre

et inondés de pluie et de grêle. Nous nous réfugiâmes sous un rocher; bientôt les nuages s'élevèrent à l'occident, formèrent un demi-cercle au-dessous duquel nous vîmes le pays d'Uri éclairé par les rayons du soleil. En sortant de notre retraite, nous aperçûmes un second nuage qui bientôt creva sur nos têtes avec un épouvantable fracas. La grêle mêlée de pluie nous poursuivit pendant plusieurs heures. Quelques cabanes construites par des pâtres nous offrirent un asile où nous passâmes la nuit. Dans la vallée de Serutti, au pied du Glaernisch et à 715 mètres sur la mer, ainsi qu'à Glarus (468 mètres), il n'était tombé que de la pluie, mais toute la masse du Glaernisch avait été grêlée. Je regarde nos Alpes comme d'excellents *paragrêles*. Dans les plaines il grêle souvent, mais dans les vallées, à Matt par exemple, la grêle est très-rare, elle tombe au contraire souvent sur les sommets. Quelques pâturages alpins, au-dessus d'Ammon près du lac de Wallemstadt, sont, dit-on, grêlés plusieurs fois tous les étés. »

Ces faits semblent prouver qu'il tombe souvent de la grêle ou au moins du grésil dans les Alpes, tandis qu'il pleut dans la plaine; cela tient évidemment à ce que les grêlons fondent avant d'arriver dans la plaine. M. **de Charpentier**, à Bex, partage complétement cette opinion. Il regarde les larges gouttes de pluie qui tombent si souvent pendant les orages comme des grêlons fondus. Quoique la grêle tombe rarement à Bex, les montagnes qui l'avoisinent sont souvent couvertes d'une couche de grêle qu'on distingue facilement de la neige à sa teinte d'un blanc moins éclatatant. Sur le Faulhorn et le Rigi, j'ai souvent vu tomber du grésil ou de la grêle, tandis qu'il pleuvait dans la plaine. Sur le pic du midi de Bagnères, à 2,924 mètres d'élévation, **Ramond** a essuyé une forte averse de grêle suivie de grésil et de neige qui couvrit la montagne jusqu'à 200 mètres au-dessous du sommet. Pendant ses opérations géodésiques dans les Pyrénées, M. **Peytier** a souvent été contrarié par la grêle.

En compulsant des registres météorologiques tenus sur les Alpes ou dans les environs, on voit que la grêle n'est pas un phénomène rare dans les montagnes. Voici quelques faits au milieu d'un grand nombre empruntés aux *Éphémérides de Manheim*.

Le 10 et le 31 mai, le 8 et le 9 août 1782, orage et grêle en Bavière; neige sur le Saint-Gothard. Le 26 et le 27 mai 1783, orage et grêle en Bavière, beaucoup de neige et de grêle sur le Saint-Gothard. Le 25 juillet 1784, orage à Munich, neige sur le Saint-Gothard, où le thermomètre était encore au-dessous de zéro à 7 heures du matin. Le 10 août, grêle dans plusieurs pays; sur le Saint-Gothard le thermomètre ne s'éleva pas au-dessus du point de congélation. Neige. Le 25 août, mêmes phénomènes. Le 29 mai 1787, orage et grêle à Padoue toute la journée; neige sur le Saint-Bernard et le Monte-Baldo. Le

27 mai, même chose à Genève et sur le Saint-Gothard. Le 7 juin 1789, grêle dans le nord de l'Italie; neige sur les Alpes. Mêmes phénomènes dans les derniers jours de juin, le 14 juillet 1790 et le 28 juillet 1792[1].

GRÊLE ENTRE LES TROPIQUES. — Elle y est fort rare et tout à fait inconnue à Cumana. Une grêle qui tomba en 1721 à la Martinique excita, au dire de **Chanvallon,** le plus grand étonnement. **Denham** et **Clapperton** virent tomber de la grêle dans l'intérieur du continent africain. A Tatta, près de l'embouchure de l'Indus, **Burnes** essuya une grêle, et il vit tomber près de Peschawer des grêlons de la grosseur de biscaïens.

A 500 ou 600 mètres plus haut, la grêle devient plus commune suivant les observations de MM. **de Humboldt,** à Caracas; **Pentland,** au Pérou; **de Heyne,** à Mysora; **Bruce** et **Rüppel,** à Habesch. Il y a plus, le 17 août 1830 il tomba une grêle tellement abondante à Mexico, que dans les rues de la ville les chevaux en avaient à mi-jambe. Ainsi donc, si la grêle est si rare dans les plaines, c'est que les grêlons fondent pendant leur chute.

BRUIT PENDANT LA GRÊLE. — Quelques auteurs anciens, tels qu'**Aristote** et **Lucrèce,** ont déjà dit qu'on entendait un bruit très-fort lorsqu'un nuage chargé de grêle s'approche du zénith. Des observateurs modernes ont confirmé cette assertion. Ce bruit n'est ni celui de la tempête, ni le roulement du tonnerre; il est quelquefois tellement fort, qu'il couvre celui du tonnerre. C'est ce que **Tessier** dit avoir observé en France le 13 juillet 1788, et **Kalm,** à Moscou, le 30 avril 1744. **Thienemann** assure n'avoir pas entendu ce bruit avant la chute des grêlons; d'autres affirment le contraire. Il est dû probablement soit aux grêlons qui se choquent entre eux ou à la rencontre des vents opposés; ceux-ci sont souvent si violents, que les grêlons sont transportés horizontalement. On remarque que le vent souffle par bouffées et que chacune d'elles est accompagnée de tonnerre et de grêle. Si la grêle tombe comme à l'ordinaire dans les intervalles, on voit que les grêlons chassés d'abord horizontalement finissent par se mêler de gouttes de pluie; à la fin il n'y a plus que de la pluie dont les gouttes tombent verticalement à la surface du sol[1].

[1] Du 27 au 31 juillet 1842, le temps fut tempétueux et très-variable sur le Faulnorn. Pendant les journées du 27 et du 30, M. Peltier observa au moins vingt alternatives de neige et de grésil dans chacun de ces jours. Toutes les fois que le nuage ou brouillard qui enveloppait la montagne était blanc, l'électricité était puissamment positive et la neige tombait en abondance. Ce nuage était bientôt suivi d'un nuage gris qui donnait du grésil, et dont l'électricité avait une si grande tension négative, qu'aucun de ses instruments ne pouvait la mesurer. M. Peltier pense qu'il faut distinguer le grésil de la grêle véritable qui tombe dans les plaines, et qui a toujours des aspérités. M.

[1] A l'approche d'un orage, M. Peltier, étant à Ham, département de la Somme, entendit un bruit tellement fort, qu'il pensa qu'un escadron de cavalerie arrivait au

MARCHE DES NUAGES ORAGEUX CHARGÉS DE GRÊLE. — On observe souvent que malgré leur violence et l'orage qui les accompagne les averses de grêle sont circonscrites dans un espace très-limité. A quelques myriamètres de l'endroit où la grêle est tombée on n'a pas même senti le vent. Souvent la grêle couvre une zone longue et étroite. **Musschenbroeck** mentionne déjà cette circonstance, et le petit nombre de descriptions complètes que nous possédons confirment cette idée. Uue grêle qui tomba sur les îles Orcades le 24 juillet 1818 était dans ce cas. L'orage du 13 août 1832 venait de la Hollande, traversa la Meuse et détruisit toutes les récoltes le long du Rhin dans un espace de 9 à 10 myriamètres sur une largeur d'un myriamètre à un myriamètre et demi. Un orage décrit par **Tessier** frappa vivement les esprits. Il commença le matin dans le midi de la France et atteignit la Hollande au bout d'un petit nombre d'heures. Les points ravagés par la grêle formaient deux lignes parallèles dirigées du S.O. au N.E., l'une avait 70, l'autre 80 myriamètres de long. La largeur moyenne de la ligne occidentale était de 16, celle de la ligne orientale de 8 kilomètres. L'espace compris entre les deux lignes et dont la largeur était de 2 myriamètres fut épargné, il y tomba seulement une pluie abondante. Il plut aussi beaucoup à l'orient et à l'occident des deux lignes. L'orage étaut précédé d'un obscurcissement de la lumière du jour, il faisait environ 66 kilomètres à l'heure, et dans les deux zones sa vitesse était la même. Dans la zone occidentale la grêle tomba à la Rochelle après un orage qui avait duré toute la nuit; à 17 h. 30 m. en Touraine, près de Loches; à 18 h. 30 m. près de Chartres; à 19 h. 30 m. à Rambouillet; à 20 h. à Pontoise; à 20 h. 30 m. à Clermont en Beauvoisis; à 21 h. à Douai; à 23 h. à Courtrai; et à Flessingue vers 1 h. 30. Dans la zone occidentale, l'orage atteignait Artenay, près d'Orléans, à 19 h. 30 m.; Andouville, dans la Beauce, vers 20 h.; le faubourg Saint-Antoine, à Paris, à 20 h. 30 m.; Crespy, en Valois, vers 21 h. 30 m.; Câteau-Cambrésis, à 23 h.; Utrecht, à 2 h. 30 m. Sur chaque point la grêle ne tomba que pendant 7 à 8 minutes, mais avec tant de force, que toutes les moissons furent hachées. De tous les grands orages de grêle, il n'en est point sur lequel on ait des renseignements aussi exacts, et néanmoins ils sont encore insuffisants; ainsi on n'a point indiqué la direction du vent et celle des nuages avant et après l'orage, et des deux côtés de l'espace grêlé.

PRESSION ATMOSPHÉRIQUE PENDANT LA GRÊLE. — **Du Carla** a dit le premier que la grêle était un phénomène entièrement local. **M. de Buch** est de la même opinion. Mais, si la chute des grêlons

galop sur la place de la ville. Il n'en était rien; mais, vingt secondes après, une averse de grêle épouvantable tomba sur cette ville. M.

est locale, l'orage et les pluies qui l'accompagnent ne le sont pas. Il résulte de toutes les descriptions de grêle que nous possédons, qu'on doit les attribuer à la lutte des vents du sud et du nord entre eux, et c'est dans le point où le choc est le plus violent qu'il y a production de grêle. C'est ce que prouve l'état du baromètre. J'ai extrait des *Éphémérides de Manheim* les 17 grêles les plus fortes qui soient tombées dans l'Allemagne méridionale, et je les ai comparées aux hauteurs barométriques. Dans trois cas le baromètre a monté depuis la veille jusqu'au moment de la chute des grêlons, mais le *maximum* de cette ascension a été un millimètre. Dans tous les autres cas il a baissé, et la moyenne des 17 cas donne un abaissement de $2^{mm},5$. Du jour de la grêle au jour suivant il est resté stationnaire dans trois cas, dans deux autres il a baissé de $1^{mm},3$ au plus; dans tous les autres cas il a monté, mais jamais plus de $2^{mm},86$. Nous devons conclure de ces oscillations que la grêle est amenée par les vents de sud qui entrent en conflit avec ceux du nord.

Ceci nous explique un fait qui reste incompréhensible si l'on considère la grêle comme un phénomène tout à fait local. On remarque souvent qu'à la suite de la grêle le temps est dérangé pour des semaines entières; en particulier, elle est suivie de froid. Mais, la grêle elle-même étant produite par le conflit de deux vents opposés, celui qui repousse l'autre change le temps pour longtemps. L'ascension du baromètre prouve que c'est souvent le vent du nord qui l'emporte, et alors le thermomètre baisse, et d'autant plus qu'en fondant la grêle absorbe une quantité de chaleur très-notable.

On est d'autant plus frappé de ce contraste, que la grêle est souvent précédée de fortes chaleurs. En moyenne, la température observée avant les averses de grêle, à Genève, Munich et Padoue, pendant l'espace de dix ans, a été supérieure à 20° vers deux heures de l'après-midi. Une fois elle s'est même élevée à 30 degrés. Peu de temps après la grêle tombait. D'où provient, dira-t-on, cette température assez basse pour produire des masses de glace aussi considérables; car un calcul rigoureux en apparence fait voir que le froid des régions supérieures ne saurait être très-intense. Il faut en effet s'élever de 195 mètres environ pour que la température baisse de 1°, et par conséquent si la chaleur est seulement de 20° dans la plaine, ce n'est qu'à la hauteur de 3,900 mètres qu'on trouvera une température de zéro. Or, les nuages orageux étant souvent beaucoup plus bas, on ne comprend pas comment des grêlons pourraient se former à cette élévation. Mais, si l'on avait étudié avec plus de soin le décroissement de la température par le temps de grêle, on aurait trouvé que cette température élevée est limitée aux zones inférieures de l'atmosphère, tandis que les supérieures sont beaucoup plus froides. Sur dix orages de grêle qui ont eu lieu à Padoue pen-

dant les mois d'été, la température moyenne sur le Saint-Gothard n'était, à 2 heures de l'après-midi, que de 3°,5, c'est-à-dire à plusieurs degrés au-dessous de la moyenne du mois. Plusieurs fois dans l'après-midi le thermomètre descendit au-dessous de zéro, et le soir il baissait souvent jusqu'à 5° au-dessous du point de congélation. Jamais il ne s'est élevé à 9° au-dessus. Si nous cherchons de combien il fallait s'élever pour avoir un abaissement de température de 1°, nous trouvons pour l'après-midi :

Genève et Saint-Gothard.	114m,4
Padoue et Saint-Gothard.	114 ,4
Munich et Saint-Gothard.	111 ,2
Moyenne.	113, 3

Quelquefois le décroissement de la température est encore plus rapide; ainsi le 27 juin 1790 le thermomètre de Munich était à 26°,5; il marquait 5°,1 sur le Saint-Gothard, et le décroissement de la température était de 1° pour 73 mètres. Dans la journée de grêle la plus chaude à Padoue, la température était de 29°,4; sur le Saint-Gothard, de 5°,8, ce qui donne un décroissement de 1° pour 87m,8. Donc ce jour-là, en moyenne, la température de zéro se trouvait à la hauteur de 2,600 mètres. Le même jour il devait régner à la hauteur de 3,900 mètres une température de — 9°, et à 5,850 celle de — 26°,5, nombres qui diffèrent beaucoup de ceux qu'on a généralement adoptés.

THÉORIE DE LA GRÊLE DE VOLTA. — Cette théorie étant la seule qui tienne compte de toutes les circonstances du phénomène, je vais l'exposer avec quelques détails. Pour expliquer comment la grêle peut se former au-dessous de la région des neiges éternelles et pendant la saison la plus chaude, il admet qu'elle est due : 1° à l'évaporation favorisée par les rayons solaires qui frappent la partie supérieure du nuage; 2° à la sécheresse de l'air qui est au-dessus et que **de Saussure** et **Deluc** ont constatée à plusieurs reprises; enfin à la tendance des vésicules de vapeur à passer à l'état élastique, puisqu'elles se repoussent entre elles; 3° enfin à l'état électrique du nuage, qui, dit-il, favorise l'évaporation. La sécheresse de l'air qui se trouve au-dessus du nuage est une condition essentielle de la formation de la grêle, car sans cela la vapeur élastique se condense à mesure qu'elle se forme, dégage une grande quantité de chaleur latente, et le refroidissement n'est plus aussi intense. **Volta** admet en outre la condition que le soleil frappe la partie supérieure du nuage, et rend compte de cette manière pourquoi la grêle tombe presque toujours pendant le jour. Sous ces influences il se forme des flocons de neige qui sont pour ainsi dire les embryons des

grêlons. Pour expliquer leur accroissement, il admet l'existence nécessaire de deux nuages superposés; le nuage supérieur est formé par la condensation de la vapeur provenant de la couche inférieure. Les deux couches se chargent d'électricité opposée, la supérieure devient positive, l'inférieure, dont les particules s'évaporent, négative. Pour se rendre compte de la formation des grêlons, **Volta** se fonde sur l'expérience bien connue de la danse des pantins. On sait en effet que, si l'on fixe au conducteur d'une machine électrique une plaque de cuivre horizontale et qu'on place à quelque distance une autre plaque communiquant avec le sol, des corps légers placés entre les deux plaques, étant alternativement attirés et repoussés, s'élancent continuellement d'une plaque à l'autre. Suivant **Volta**, la même chose se passe entre les nuages orageux. Les flocons de neige de la couche inférieure de nuages sont électrisés comme elle; ils sont donc repoussés et attirés par le nuage supérieur. Dès qu'ils le touchent ils partagent son électricité, sont repoussés, retombent sur le nuage inférieur, dans lequel ils pénètrent; alors ils sont de nouveau repoussés, et ainsi de suite. Ces attractions et répulsions peuvent durer pendant plusieurs heures, en même temps les grains se réunissent en masses et condensent autour d'eux les vapeurs qui les environnent et les convertissent en glace. Ils se choquent entre eux, et il en résulte ce bruit, qui, au dire de quelques observateurs, précède les nuages orageux. Lorsque les grêlons ont atteint une certaine dimension, le nuage inférieur ne peut plus les retenir et résister à l'action de la pesanteur; ils traversent la couche et tombent à la surface de la terre.

Malgré la faveur avec laquelle cette théorie fut adoptée, elle trouva cependant des incrédules. **Prechtl**, en particulier, fit remarquer combien il était peu probable que l'évaporation seule pût produire un si grand froid en plein soleil; comment croire ensuite que les grêlons qui tombent du nuage supérieur puissent être retenus par l'inférieur et ne le traversent pas en vertu de leur vitesse acquise? S'il est peu probable que la formation de la grêle soit due à l'électricité, on comprend l'inutilité des *paragrêles*, grandes perches destinées à soutirer l'électricité de l'atmosphère et à s'opposer à la formation des grêlons. Les forêts ne sont-elles pas une réunion de paragrêles vivants, et cependant elles ne sont pas épargnées par la grêle.

FORMATION DU GRÉSIL. — Elle s'explique plus facilement parce que c'est dans la saison froide qu'on l'observe le plus souvent. A une faible hauteur dans l'atmosphère, la température de l'air doit être alors au-dessous de zéro. Le grésil tombe toujours pendant des coups de vent et lorsque le temps est variable. Quand même l'air est tranquille à la surface de la terre, on voit que les nuages marchent rapidement et qu'il y a du vent dans le haut de l'atmosphère. Je considère ces coups de vent

comme une condition nécessaire de la formation du grésil. Sur les Alpes j'ai vu que la neige se transformait en petits corps sphériques ou pyramidaux dès que le vent soufflait par rafales. Du moment que celles-ci venaient à cesser, la neige tombait sous forme de flocons; les observations que j'ai faites dans les plaines de l'Allemagne semblent confirmer celles de la montagne. On pourrait penser que cette formation des grains de grésil est due à ce que les grains sont roulés dans l'espace et s'accroissent comme une boule de neige par l'addition d'autres flocons de neige. Je la comparerais plutôt à la cristallisation des sels, car leur forme se rapproche souvent de celle d'une pyramide à trois pans. De même que des différences de température déterminent dans la cristallisation l'apparition de formes diverses, de même ici la cristallisation qui se fait dans un plan pendant un temps tranquille se fait suivant les rayons d'une sphère dans un air agité, et on obtient des sphères ou des pyramides. Les minéraux à surface mamelonnée présentent aussi à leur intérieur des rayons qui partent tous d'un point central.

ORIGINE DE LA GRÊLE. — Toutes les hypothèses qui ont été faites sur l'origine de la grêle ont le défaut de supposer les nuages déjà complétement formés; or, à cette période du phénomène, les nuages supérieurs sont complétement cachés par les nuages inférieurs. L'explication suivante est sans doute sujette à quelques difficultés; toutefois elle rend compte de la plupart des circonstances du phénomène; mais, pour la compléter, il faudrait posséder une longue série d'observations.

Comme **Volta** l'avait observé le premier, l'existence de deux couches de nuages est la condition indispensable à la formation de la grêle. Je l'ai toujours vérifié, et l'on voit souvent ces nuages marcher dans deux ou trois directions opposées, preuve évidente qu'ils ne sont pas dans la même zone atmosphérique. Mais, tandis que **Volta** attribue la formation du nuage supérieur à celui qui est placé au-dessous, je crois être en droit de conclure de toutes mes observations que c'est le nuage inférieur qui se forme le premier et joue le rôle le plus important.

Dès le matin des jours de grêle, le ciel a un aspect particulier. Le bleu n'est pas net ni foncé comme pendant un jour parfaitement serein, et on y remarque des *cirrus* filamenteux très-fins. Quelquefois les *cirrus* sont encore plus développés, de grandes masses blanches sont dispersées çà et là, et leurs bords se perdent dans le bleu du ciel. On voit souvent des couronnes, des parhélies, phénomènes qui, comme nous le verrons plus tard, sont dus à la réfraction de rayons lumineux par des particules glacées. Ces apparences précèdent les averses de grêle dans les lieux où se trouve l'observateur ou sur des points plus ou moins éloignés.

Le même état atmosphérique règne sur un grand espace, et, comme le baromètre baisse lentement, on est en droit de conclure que le vent

du sud règne dans le haut. Toutefois ce vent ne se fait pas sentir à la surface du sol, où l'air est parfaitement calme, et, s'il y a quelques courants, ils sont tout à fait locaux, car à de petites distances les unes des autres les girouettes affectent des directions opposées. Sous l'influence de ces circonstances, le sol, puis les couches d'air qui sont en contact avec lui, s'échauffent fortement. Mais cette température décroît rapidement avec la hauteur, parce que les couches d'air ne se mélangent pas, et, quand même une chaleur brûlante régnerait dans le bas, à 2,500 ou 3,000 mètres le thermomètre est au-dessous de zéro. Il se produit alors un courant ascendant très-énergique, et, quand même l'air ne serait pas très-humide, cependant les couches supérieures de l'atmosphère se saturent rapidement. Des nuages se forment, et il semble, au premier abord, que ce sont les *cirrus* qui se condensent, parce que le courant ascendant les élève encore plus haut.

Si nous réfléchissons que ces *cirrus* flottent à une hauteur de 6,000 mètres et au delà (car jamais je ne les ai vus au-dessous des hautes sommités des Alpes), nous comprendrons que la région dans laquelle ces flocons de neige sont suspendus soit à une température très-inférieure à zéro. L'échauffement du sol étant fort inégal, les courants ascendants ont aussi une force et une étendue fort différentes; de là des vents horizontaux dans les régions supérieures de l'atmosphère.

Les courants ascendants acquièrent leur plus grand degré de vitesse au moment de la plus forte chaleur diurne, et la rupture de l'équilibre atmosphérique détermine facilement la formation des orages. A mesure que la couche supérieure de *cirrus* devient plus dense et s'abaisse, il se forme aussi des *cumulus* qui s'accroissent avec une rapidité extraordinaire. On reconnaît alors que le vent présente des directions opposées, résultant de l'inégale répartition des nuages dans le ciel et de l'abaissement de la température qui accompagne leur présence. Ces nuages se dissipent quelquefois sans se résoudre en pluie ou en grêle, mais la moindre circonstance peut empêcher leur résolution. Souvent ils s'accroissent lorsque des couches d'air froid descendent vers la terre et déterminent des précipitations de vapeur aqueuse et un développement d'électricité très-notable.

Ces précipitations sont encore bien plus évidentes lorsque des vents du nord à basse température combattent ceux du midi. Ce qui prouve qu'il en est souvent ainsi, c'est qu'il n'est pas rare de voir le baromètre monter après la grêle. Sur la ligne où les vents se rencontrent, la condensation des vapeurs s'opère avec une grande énergie; il se forme des couches de nuages superposés, dont les inférieurs sont souvent très-sombres. Ces nuages sont peu élevés et ressemblent à des sacs ou à des grappes de raisin qui semblent à chaque instant près de tomber : on y reconnaît souvent des mouvements gyratoires. Quelquefois ils ont une

teinte plus claire que les couches supérieures et ordinairement ils marchent en sens opposé. La violence du vent supérieur ou inférieur vient-elle à augmenter brusquement, les tourbillons se propagent de bas en haut dans la masse nuageuse, le volume des flocons de neige qui flottent dans l'atmosphère s'accroît rapidement, ils prennent la forme de grains de grésil et sont poussés horizontalement par le vent jusqu'à ce qu'ils atteignent le sol. Il se dégage alors assez d'électricité pour donner lieu à un coup de tonnerre, mais presque toujours le grésil arrive au sol avant qu'il se fasse entendre. De nouvelles rafales favorisent la formation de grêlons volumineux, aussi la grêle ne tombe-t-elle pas longtemps, le plus souvent, pendant quelques secondes seulement. Chaque nouvelle averse de grêle est précédée d'un éclair. En même temps la durée des rafales diminue de plus en plus et à la fin les grêlons tombent presque verticalement.

Nous avons fait voir comment les flocons de neige qui forment les *cirrus* élevés peuvent se transformer en grêlons. La forme même des grêlons, leur chute sur des contrées basses ou sur des lieux élevés, dépendent de la constitution du reste de l'atmosphère. Si les grêlons sont petits, si la température des régions supérieures de l'atmosphère est encore assez élevée, alors il peut arriver que les grêlons fondent pendant leur chute. Toutefois les gouttes de pluie qui en résultent condensent à leur surface une grande quantité de vapeur d'eau : de là ces larges gouttes de pluie qui précèdent souvent les orages et qui tombent par petites averses comme la grêle. En même temps les montagnes se couvrent de neige ou de grésil. Ainsi sur le Rigi j'ai souvent vu tomber de la neige ou du grésil, tandis qu'il pleuvait dans la plaine; c'est même un phénomène très-commun si j'en crois les assertions de l'hôte et des guides.

La température est-elle très-basse dans les hautes régions de l'air, alors la grêle tombe dans la plaine à l'état solide. Si les grêlons sont chassés horizontalement, il se précipite sans cesse à leur surface une nouvelle quantité d'eau et leur volume s'accroît continuellement. Leur structure interne dépend de l'état des couches d'air parcourues. Un corps piriforme ou pyramidal se meut soit horizontalement, soit verticalement, mais toujours la partie la plus grosse est en bas ou en avant : c'est sur cette surface que se condensera la vapeur d'eau, à moins que le grêlon entraîné dans des tourbillons ne tourne rapidement sur lui-même. Si l'air que le grêlon parcourt est sans nuages, ou si ceux-ci ne sont pas très-épais, les vapeurs se condensent à la surface du grêlon, comme cela se voit pour la gelée blanche : dans ce cas la masse entière ressemble à de la neige durcie; mais, si elle traverse des nuages très-denses où les vesicules d'eau soient entremêlées de gouttes de pluie, alors il se forme de la glace transparente à l'intérieur de laquelle nous trouvons un grain

de grésil. C'est le même mode de formation que celui des gouttes d'eau gelées qui tombent pendant l'hiver lorsque le dégel succède brusquement à un froid rigoureux. Un grêlon de ce genre traverse-t-il plusieurs couches de nuages séparées par des espaces non remplis de vapeur d'eau, si les nuages ne sont pas chargés par des gouttes de pluie, alors il se forme des couches concentriques qui sont alternativement composées de neige et de glace, comme on l'a fort souvent observé.

Le décroissement rapide de la température est donc la condition principale de la formation de la grêle, et il en résulte que c'est dans la belle saison et pendant les jours les plus chauds qu'elle doit se former spécialement, parce qu'alors le courant ascendant est très-énergique. Toutefois il peut tomber de la grêle dans les autres saisons; car, si les vents du sud règnent avec une certaine continuité, les *cirrus* s'accroissent le soir ou pendant la nuit; si les vents du nord commencent alors à souffler avec violence, il tombera de la grêle pendant la nuit, circonstance rare, parce qu'il n'y a pas de courant ascensionnel. Ceci nous explique aussi pourquoi la grêle est plus rare entre les tropiques que dans les latitudes moyennes : cela tient à ce que, dans le voisinage de l'équateur, le décroissement de la température avec la hauteur n'est pas aussi rapide.

La lutte des vents opposés explique aussi certaines particularités des orages accompagnés de grêle. Tout ce qui tend à mettre l'air en mouvement favorise la formation de la grêle. Voilà pourquoi elle est plus commune dans les montagnes, où la rapidité des courants atmosphériques s'accroît dans les vallées. Si la marche des orages était connue par des observations embrassant une série de plusieurs années, on pourrait, en les rapprochant des dispositions locales, découvrir pourquoi certains pays sont souvent ravagés par la grêle, tandis que d'autres sont presque toujours épargnés. Des vallées étroites entourées de hautes montagnes, telles que le Valais et la vallée d'Aoste, sont rarement visitées par la grêle : ces vallées sont tellement chaudes, que les grêlons fondent avant de toucher le sol. En outre, les hautes montagnes qui les dominent empêchent la lutte des vents opposés, ou la limitent aux hautes régions de l'atmosphère, ce qui s'oppose à ce que les grêlons acquièrent un volume considérable. Mais, au débouché des vallées, dans la plaine, les orages accompagnés de grêle sont d'autant plus violents (principalement sur le versant méridional des Alpes), que les vents du sud sont arrêtés par les montagnes, tandis que les vents du nord, quand ils les ont traversées, se précipitent impétueusement dans la plaine.

Reste à expliquer pourquoi la plupart des chutes de grêle s'étendent sur un espace très-long et fort peu large, comme l'orage du 13 juillet 1788, qui marcha de la France occidentale jusqu'en Hollande. Les observations manquent pour résoudre ce problème. Cependant, en consul-

tant les *Éphémérides de Manheim*, on arrive presque à conclure qu'il y avait une lutte entre les vents du nord et ceux du sud. Déjà, à partir du 11 juillet, le baromètre baissait et d'autant plus qu'on se rapprochait plus de la France. En Bavière, l'abaissement du 11 au 12 ne fut en moyenne que de $0^{mm},4$; à Bruxelles, Middlebourg, la Rochelle, de $1^{mm},3$. Du 12 au 13, le baromètre descendit en Bavière de $3^{mm},4$, mais à la Rochelle il avait déjà haussé de $2^{mm},0$; tandis qu'il baissait à Bruxelles et à Middelburg de $2^{mm},2$. Du 13 au 14, le baromètre monta partout en Bavière de 2^{mm} et plus; en Hollande, de $3^{mm},3$. Il est donc probable que le vent du sud a été refoulé par le vent du nord, et sur toute la ligne où la lutte s'engagea il y eut des rafales brusques mais violentes qui précipitèrent des grêlons et déracinèrent de gros arbres. Rarement cet ensemble de phénomènes se montre sur une grande étendue, le plus souvent il est circonscrit dans un espace limité; mais toujours la grêle se forme au point de rencontre de deux vents opposés. De même que pendant une année la pluie tombe principalement des nuages amoncelés par le vent du nord, et dans une autre de ceux qui sont amenés par le vent du midi, de même les conditions de la formation de la grêle ne se retrouvent pas tous les ans : de là la fréquence de la grêle pendant certaines années et sa rareté dans quelques autres.

DES TROMBES. — Les tourbillons de vent qui se manifestent à l'approche des orages ont souvent une grande force; on les désigne sous le nom de trombes (*Wasserhosen*, *Sandhosen*, *Sandwirbel*, all.). Ces tourbillons ont la plus grande analogie avec ceux que l'on observe lorsque deux courants d'eau coulent l'un à côté de l'autre avec une vitesse différente. Par un vent faible on observe souvent de petites trombes près d'une maison ou d'un autre objet isolé. L'air étant tranquille dans un point et agité non loin de là, les particules qui se trouvent sur la limite sont soumises à plusieurs forces. Imaginons une ligne horizontale perpendiculaire au plan de séparation; parmi les particules situées sur cette ligne, il en est qui sont tout à fait immobiles, tandis que d'autres sont entraînées par le vent avec une certaine rapidité. Toutefois il y a quelques transitions entre la dernière molécule immobile et celle qui est animée de la même vitesse que le vent : de là des tourbillons qui sont en partie entraînés par le vent dominant. On reconnait les tourbillons parce qu'ils enlèvent à plusieurs mètres de hauteur des corps légers, tels que la poussière, des feuilles d'arbre, de la paille. Les trombes sont des phénomènes analogues sur une plus grande échelle. Le tourbillon existe non-seulement dans les nuages, mais encore dans l'eau qui s'élève et va rejoindre le nuage qui s'abaisse vers elle.

Les trombes ne sont pas également fréquentes sur toutes les parties de l'Océan. Au milieu de la mer équatoriale nous ne les trouvons que là où les vents alizés ne soufflent pas d'une manière régulière; elles se

montrent seulement dans la région des calmes. On les rencontre habituellement dans le voisinage de la côte ou dans des détroits, et elles se forment le plus souvent au moment du changement des moussons : quelque chose d'analogue se passe dans les latitudes plus élevées, où elles coïncident souvent avec des orages.

D'après les faits réunis par d'autres et par moi, les trombes ont lieu presque toujours lorsque deux vents opposés passent l'un à côté de l'autre, ou bien quand un vent très-vif règne dans le haut de l'atmosphère tandis que le bas est calme : j'en ai vu un exemple remarquable sur le Rigi, en 1832. Étant sur le sommet de la montagne, j'examinai des masses de brouillards qui marchaient l'une vers l'autre dans la vallée de Goldau, tandis qu'autour de moi l'air était calme et le ciel serein. Au bout de quelques instants, les masses se réunirent, et j'observai un mouvement gyratoire au milieu d'elles; le brouillard s'étendit avec une inconcevable rapidité, et de violents coups de vent en faisaient jaillir la pluie et la grêle. En même temps la température avait baissé au point que de l'eau arrêtée entre les dents des roues de mon anémomètre de **Woltmann** fut congelée. Un médecin de Dantzig qui arriva le soir me raconta qu'il avait essuyé sur le lac des Quatre-Cantons un violent orage, pendant lequel les nuages avaient été chassés dans des directions différentes; en même temps il avait vu une trombe.

Si les courants qui se rencontrent dans les hautes régions de l'atmosphère sont violents, si leur température et la quantité de vapeur d'eau dont ils sont chargés sont très-différentes, alors la vapeur est rapidement condensée. A mesure que le tourbillon augmente, il descend, et le diamètre de la colonne diminue; on ne saurait décider si ces vésicules sont entraînées de haut en bas, ou si la condensation se propage dans le même sens. Enfin le tourbillon atteint la surface de l'eau, celle-ci s'agite, s'élève et ressemble à un poêle fumant. Pendant que la mer monte le nuage s'abaisse, et tous deux finissent par se réunir; il arrive aussi quelquefois que la mer s'élève sous la forme d'un cône, tandis qu'un cône renversé s'abaisse du nuage sans que tous deux se réunissent. Dans la plupart des cas la colonne est plus mince au milieu qu'en haut ou en bas; dans d'autres circonstances c'est sur la mer que se montre la première trace de la trombe, un cône s'élève de la surface des eaux, et c'est seulement au bout de quelque temps que les vapeurs d'en haut se condensent à leur tour.

Ce qui prouve que la trombe est formée en grande partie de vapeurs condensées, c'est que l'eau qui s'en échappe n'est jamais salée, même en pleine mer.

Si l'air est très-sec, alors ces tourbillons ne déterminent pas toujours la condensation des vapeurs, et la violence du vent n'en est que plus remarquable. Ainsi deux de mes amis se dirigeaient un jour, par un

temps couvert, de Halle vers Giebichenstein; tout à coup ils furent séparés par un coup de vent, et l'un fut poussé contre un mur, l'autre jeté dans un champ, sans que des personnes peu éloignées eussent aperçu le moindre trouble dans l'atmosphère.

Presque tous les observateurs disent que la trombe marche lentement en tournant sur son axe; si le courant s'élève, comme on le voit dans les tourbillons de sable, il peut entraîner des masses énormes. **Wolke** raconte qu'un pasteur, près de Gever, a vu près de Repsolt, endroit situé à trois myriamètres de la mer, une trombe passer devant lui, dessécher instantanément un étang et projeter les poissons çà et là. Toutes les descriptions prouvent que dans ces cas le vent a une force extraordinaire. Ainsi le docteur **Mercer** a observé deux ou trois trombes dans le port de Saint-Jean-d'Antigoa; à la surface de la mer il vit un cercle d'environ 60 mètres de diamètre dans lequel l'eau était agitée et lancée vers le ciel. Une petite maison de bois fut soulevée tout entière et transportée à la distance de 13 mètres, sans être renversée ni démolie. Il est remarquable que la maison fut portée de l'est à l'ouest, quoique la trombe marchât de l'ouest à l'est. J'emprunte aux papiers publics un autre exemple du même genre : le 25 octobre 1820, on venait d'étendre sur un pré, en Silésie, une grande quantité de toile; les ouvriers étaient à table lorsque la tempête se déclara, quelques instants après midi, et souleva des nuages de poussière si épais que le jour se convertit en ténèbres profondes. Les volets de la blanchisserie furent enfoncés avec un fracas épouvantable, les portes furent soulevées dans leurs gonds, et le vent renversa une lourde charrette, de façon que les roues étaient tournées en haut. La toile fut enlevée, roulée sur elle-même, et la masse la plus grosse fut portée à 15 mètres au-dessus de la maison et lancée à 150 pas dans un fossé et au milieu des buissons. On travailla pendant plusieurs heures pour débrouiller cet écheveau de toile; il se composait de 27 morceaux dont chacun pesait 11 kilogrammes, et au milieu se trouvait un poteau de 2 mètres de long, 30 centimètres de large et 6 centimètres d'épaisseur, qui servait de pont pour traverser un fossé peu éloigné. La trombe l'avait enlevé avec la toile qu'elle avait roulée autour et enlevée au-dessus de la maison, quoique son poids, sans compter celui de la planche, fût de 297 kilogrammes environ[1].

[1] La trombe qui ravagea le village de Châtenay, près Paris, le 18 juin 1839, rompit près de leur base des ormes ayant 1m,50 de circonférence. M. L. Lalaune, ingénieur des ponts et chaussées, qui dressa le plan des lieux après le désastre, estime à 436 kilogrammes par mètre carré l'effort exercé contre certaines parties de murailles renversées.

D'après M. Renaux, architecte, la trombe qui passa sur la ville de Courthezon (Vaucluse) le 30 mai 1841, renversa un pan de rempart ayant 12 mètres de long sur

Quand on se rappelle la force avec laquelle de petites trombes soulèvent l'eau, on ne s'étonne plus qu'une grande puisse produire de tels effets. Quelques auteurs ont attribué ces effets à l'électricité; mais, si l'on s'appuie sur ce que ce fluide détermine de semblables effets à la surface de l'eau, il ne faut pas oublier que des forces purement mécaniques peuvent les produire comme elle. D'autres physiciens ont pensé qu'il se formait un vide partiel dans lequel l'eau s'élevait comme dans un corps de pompe; mais, à supposer que ce vide existât, l'eau ne s'y élèverait qu'à la hauteur de 10 mètres et le mouvement en hélice n'existerait pas. On a dit aussi que des gaz sortaient subitement de terre à l'endroit où se forme la trombe et élevaient l'eau : une semblable hypothèse n'a pas besoin d'être réfutée [1].

8 mètres de haut et 1 mètre d'épaisseur. Une grande partie des matériaux furent transportés de l'autre côté de la Seille, à la distance de 8 mètres environ. Dans le faubourg d'Orange, une façade neuve en construction fut démolie. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. IX, p. 219, et t. XIII, p. 223.)

[1] Dans le *Traité des Trombes* que M. Peltier a publié en 1840, on trouve la relation de 137 trombes. Dans ce nombre on en remarque 33 qui ont existé au milieu du calme, 25 qui n'avaient pas eu de mouvement gyratoire, 37 qui présentaient ce mouvement. Le silence des relations sur le reste des trombes est une présomption en faveur de la négative, parce qu'une relation, dit M. Peltier, est l'indication de *ce qui est*, et non de *ce qui n'est pas*. 10 ont eu lieu sous un ciel sans nuages, 7 sont multiples, c'est-à-dire qu'il y a plusieurs branches sortant du même tronc; 3 ont été formées entre les nuages, etc., etc.

On y trouve en outre 52 relations de phénomènes orageux qui ont produit des effets analogues aux effets des trombes; enfin ce traité contient le détail des expériences qui reproduisent les diverses parties de ce météore au moyen de l'électricité. L'ensemble des faits ne paraît pas favorable à la théorie qui attribue cet ordre de phénomènes à des tourbillons de vent. (Voyez aussi, sur les trombes, l'article de M. Oersted, dans l'*Annuaire* de M. Schumacher pour 1838.) M.

VII

PHÉNOMÈNES OPTIQUES DE L'ATMOSPHÈRE

Jusqu'ici nous n'avons étudié que le pouvoir échauffant du soleil; nous avons vu que la marche diurne et annuelle de la température dépendait de la révolution de la terre autour de cet astre. L'inégal échauffement des différentes régions de la terre nous a dévoilé l'origine des vents, les changements dans l'aspect du ciel et la différence de pression atmosphérique, changements qui se compliquent d'une rupture d'équilibre de l'électricité atmosphérique. Nous allons examiner maintenant les phénomènes auxquels le soleil donne lieu comme corps lumineux, après les avoir fait précéder de quelques généralités sur la lumière.

NATURE DE LA LUMIÈRE. — La lumière et la chaleur sont si intimement unies dans les rayons solaires, qu'il est difficile de séparer ces deux manifestations; nous n'approfondirons point ce sujet, qui appartient au domaine de la physique expérimentale; nous ne chercherons pas davantage à pénétrer dans la nature intime de la lumière. Deux hypothèses ont été émises. Dans la première, la lumière se compose de molécules matérielles qui sont lancées par les corps lumineux : en agissant sur la rétine, elles permettent de voir le corps dont elles émanent. Dans l'autre supposition, qui parait beaucoup plus probable, les impressions lumineuses sont dues aux ondulations d'un fluide très-ténu répandu dans l'univers et dans l'intérieur de tous les corps, fluide que l'on a désigné sous le nom d'*éther*. Il existe donc dans les corps lumineux une force qui met l'éther en mouvement comme une corde de violon fait vibrer l'air quand on la met en mouvement et qu'elle produit un son. Les ondulations de la lumière sont transmises par l'éther comme celles du son le sont par l'air, et elles excitent dans l'œil une sensation analogue à celle que les autres produisent dans l'oreille. En passant du vide dans l'air, ces ondulations subissent quelques modifications que nous allons étudier.

RÉFLEXION ET RÉFRACTION DE LA LUMIÈRE. — L'éther n'étant qu'un fluide hypothétique dont les propriétés ne sauraient être reconnues à l'aide de l'expérience, on ne peut rien dire de positif sur sa nature à l'intérieur de divers corps; toutefois, si nous concluons par analogie à ce qui existe dans l'air, nous pouvons admettre que sa densité à l'intérieur des corps est plus grande que dans le vide, et que cette densité est différente dans les différents corps de la nature. Prenez par exemple des charbons incandescents et laissez-les refroidir dans le vide; puis placez-les dans une petite capsule nageant à la surface du mercure et, recouvrez-les d'une petite cloche; en peu de temps la quantité d'air contenue sous cette cloche diminuera, elle sera absorbée par le charbon; et comme la masse d'air disparue est plus grande que celle du charbon, nous devons en conclure que l'air a été condensé dans l'intérieur du charbon. Cette absorption d'air est si considérable, que 50 kilogrammes de charbon récemment préparé exposés à l'air pèseront au bout de quelque temps 52^k,5. Presque tous les corps exercent une influence analogue, mais d'une intensité différente, suivant leur nature : il est probable que la même chose a lieu pour l'éther.

Quand la lumière passe du vide dans un corps transparent, les ondulations changent avec la densité de l'éther, leur nature reste la même, mais l'amplitude des oscillations est moindre, comme une vague qui diminuerait de hauteur. La lumière se divise en deux parties : l'une est réfléchie, l'autre pénètre dans l'intérieur du corps. Le son nous présente des phénomènes analogues : si les ondes sonores viennent frapper contre un mur, une partie du son se propage à travers le mur, et nous l'entendons derrière ce mur; l'autre est réfléchie et produit l'écho.

L'expérience prouve que la réflexion d'un rayon ne se fait pas suivant la même direction que celle d'incidence. En effet, faisons-le tomber sur une surface plane et parfaitement polie, et supposons qu'on élève une perpendiculaire au point d'incidence, nous verrons que le rayon réfléchi et le rayon incident sont tous deux dans un plan perpendiculaire à la surface réfléchissante, mais le rayon réfléchi fait avec la normale un angle égal à celui du rayon incident. Si le corps sur lequel tombe la lumière est parfaitement poli et se rapproche autant que possible d'un plan géométrique, alors la quantité de lumière ainsi réfléchie est très-considérable, et le corps réfléchi nous apparait avec tous ses contours, comme c'est le cas quand on se regarde dans un miroir. Toutefois un petit nombre de corps sont ainsi terminés par des surfaces presque mathématiques; la plupart ont des surfaces inégales qu'on peut imaginer composées d'un grand nombre de petits plans qui sont diversement inclinés entre eux. Les rayons incidents sont donc dispersés de tous côtés, et nous n'obtenons point d'image nette; seulement les objets deviennent visibles.

La seconde portion du rayon incident pénètre dans l'intérieur des corps et les traverse s'ils sont transparents; mais, si le rayon qui de l'air ou du vide tombe sur un corps n'est pas perpendiculaire à la surface d'incidence, il est dévié de sa direction primitive, puis continue son chemin en ligne droite tant qu'il reste dans ce corps, jusqu'à ce qu'il soit de nouveau dévié à sa sortie : on désigne ce phénomène sous le nom de *réfraction*. L'angle que le rayon incident et le rayon réfracté font entre eux dépend de l'inclinaison du rayon incident à la surface du corps réfringent et de la nature de ce corps; toutefois il existe entre le rayon incident et le rayon réfracté une relation constante, et, si l'on a déterminé ce rapport pour un seul rayon incident, il est déterminé pour tous les autres. C'est sur ce principe que sont construits les télescopes, et la déviation d'un objet qu'on regarde à travers un prisme triangulaire ne s'explique pas autrement.

DES COULEURS. — Quelque variés que soient les phénomènes des couleurs, tous dépendent du principe découvert par **Newton**, savoir : que la lumière blanche, qui nous vient du soleil, se compose d'une foule de rayons colorés dont la réfrangibilité n'est pas la même. Si nous faisons passer un rayon à travers un trou circulaire et que nous le recevions sur un prisme de verre, le rayon émergent fait avec le rayon incident un angle qui dépend de l'angle d'incidence du rayon, de la nature et de la forme du prisme. De plus, la forme circulaire et la couleur blanche du point éclairé ont disparu, on voit un spectre dont la longueur est plus grande que la largeur et qui est rouge à l'une de ses extrémités et violet à l'autre extrémité; entre deux sont les autres couleurs de l'arc-en-ciel, qui se fondent insensiblement l'une dans l'autre. L'angle que les rayons violets font à leur sortie du prisme avec le rayon incident est toujours plus grand que celui des rayons bleus, et cet angle va en diminuant toujours à mesure qu'on considère le vert, le jaune, l'orangé et le rouge. Si nous faisons tomber un de ces rayons colorés sur un second prisme, il n'y aura plus de décomposition de la lumière, mais la réfrangibilité des rayons violets sera toujours plus grande; celle des rayons rouges plus petite que celle de tous les autres. Deux conséquences résultent de ces faits : des rayons de couleur différente n'ont pas la même réfrangibilité, et la lumière blanche du soleil est composée de rayons colorés qui forment le blanc par leur réunion, mais se séparent dans le prisme.

Presque tous les rayons qui nous sont renvoyés par des objets terrestres sont colorés; ces objets décomposent la lumière blanche, absorbent certaines couleurs et en réfléchissent d'autres : de là vient que ces objets eux-mêmes nous paraissent colorés. Si nous regardons à travers un verre coloré par du cobalt, celui-ci absorbera de préférence les rayons rouges, ceux de l'autre extrémité du spectre passeront, et le verre

nous paraîtra bleu : ici encore le prisme sert à prouver la composition de la couleur blanche. En effet, si on laisse passer à travers une ouverture étroite et un verre de cobalt un faisceau lumineux qu'on reçoit ensuite sur un prisme, la succession des couleurs ne sera plus la même qu'avec la lumière blanche, mais plusieurs rayons manqueront dans le spectre et seront remplacés par des raies noires.

L'œil se fatiguant comme tout autre organe quand une sensation dure trop longtemps, et cette sensation se prolongeant quelque temps après que sa cause a cessé, il en résulte une succession de couleurs qu'on nomme subjectives ou physiologiques. Regardez attentivement un cercle vert sur un fond blanc, puis fermez les yeux; vous continuerez à voir un cercle vert sur un fond blanc, parce que la sensation se continue encore pendant quelque temps sur les parties de la rétine qui ont reçu celle d'un cercle vert sur un fond blanc; mais, si, au lieu de fermer les yeux, l'on regarde une surface blanche médiocrement éclairée, on verra un cercle rouge sur un fond clair. En effet, la partie de la rétine sur laquelle tombait l'image du cercle vert finit par se fatiguer de cette sensation, et devient plus impressionnable aux autres couleurs du spectre : or, si nous éliminons du spectre le vert et les couleurs analogues, celles qui restent formeront du rouge. Inversement, si nous avions considéré un cercle rouge, nous aurions aperçu du vert sur un fond blanc : de là vient que nous croyons si souvent voir des couleurs qui n'existent pas, ou du moins la coloration d'un objet change celle d'un objet situé dans le voisinage. Tout le monde sait quel parti les peintres savent tirer de ces contrastes de couleurs.

Prenez un livre dont le papier soit bien blanc mais la tranche verte, feuilletez-le de manière que le vert et le blanc passent alternativement sous vos yeux : le blanc se colorera bientôt en rouge et avec d'autant plus d'intensité que vous continuerez à le feuilleter pendant plus longtemps, parce que l'œil se fatiguera du vert de plus en plus, et l'impression des rayons rouges sera d'autant plus vive. Ce phénomène se présente quelquefois dans l'atmosphère. Quand le soleil est près de l'horizon et que des nuages rouges isolés sont disséminés sur un ciel blanchâtre, alors ce ciel paraît vert au bout de peu d'instants; coloration subjective qu'on observe surtout en automne, et dont on retrouve des traces presque tous les soirs.

ABSORPTION PAR DES CORPS TRANSPARENTS. — Après avoir traversé des corps transparents, tels que l'eau ou le verre, la lumière est encore assez intense; toutefois des mesures exactes prouvent qu'une partie a été absorbée. La quantité dépend de la nature et de l'épaisseur des corps. Nous ne connaissons pas de corps parfaitement transparent; mais tous les corps, lorsqu'ils sont suffisamment minces, laissent passer un peu de lumière, exemple : une feuille d'or battu.

Plus le corps est épais et plus le rayon lumineux trouve de molécules qui s'opposent à son passage. L'expérience et la théorie nous conduisent à une loi très-simple qui nous montre la dépendance de cet affaiblissement de la lumière de l'épaisseur du corps. Supposons le corps partagé en un certain nombre de tranches de même épaisseur, et cherchons expérimentalement la quantité de lumière qui est absorbée par une de ces tranches : la perte dans chaque tranche sera égale à une même fraction de la lumière incidente. Supposons que l'expérience ait prouvé que sur 100 rayons lumineux 10, ou 0,1 de la quantité totale, sont absorbés par une lame de verre d'1 millimètre d'épaisseur, de façon que 90 seulement sortent du corps : nous pourrons savoir quelle est la quantité absorbée par une lame de 4^{mm} d'épaisseur, en la supposant partagée en 4 tranches épaisses chacune d'1 millimètre. La première couche en absorbe 0,1; ainsi la seconde ne reçoit que 100 — 10 = 90 rayons; un dixième de cette quantité, c'est-à-dire 9, sont encore absorbés : la troisième ne reçoit donc que 90 — 9 = 81 rayons; le dixième de cette quantité, c'est-à-dire 8,1, est absorbé par le troisième : la quatrième ne reçoit donc que 81 — 8,1 = 72,9 rayons; et, comme le dixième de cette quantité est absorbé par cette dernière couche, il ne sort de la lame que 72,9 — 7,3 = 65,6 rayons, et la lumière a été affaiblie dans le rapport de 100 à 65,6. Ce calcul montre du reste que le corps le plus transparent peut affaiblir la lumière incidente au point qu'elle impressionne à peine l'organe de la vision.

La lumière qui ne sort pas du corps est en partie réellement absorbée par le corps et élève sa température; elle est aussi en partie réfléchie et rend le corps et son intérieur visibles à l'œil. Suivant la nature des corps, les phénomènes peuvent être très-variés, et cela nous explique en partie l'extrême diversité des couleurs. Quelque matière que l'on emploie, il y a toujours une partie des rayons de perdue; elle est d'autant moindre que la matière est plus transparente; mais il n'est point de corps qui agisse sur les rayons de la lumière blanche avec une intensité égale, quelques rayons sont absorbés plus que les autres et la lumière est colorée. Il est des corps qui absorbent certains rayons en entier, tandis que les autres les traversent ou sont réfléchis; ces corps ont la même couleur vus par réflexion ou par transmission : tel est le verre coloré en bleu par le cobalt. D'autres réfléchissent quelques rayons et laissent passer les autres, alors ils présentent avec la lumière réfléchie et la lumière transmise deux couleurs dont la réunion forme le blanc. Ainsi certains verres laiteux sont bleus vus par réflexion; mais, si on regarde à travers un de ces verres une flamme blanche, alors elle paraît rougeâtre ou jaunâtre. D'autres corps absorbent en entier certains rayons, en réfléchissent quelques-uns et en laissent passer d'autres. Ainsi l'or paraît jaune par réflexion, mais un objet blanc vu à travers une lame

mince d'or semble vert : donc ce sont surtout les rayons jaunes qui sont réfléchis, les rayons verts transmis, et tous les autres absorbés.

TRANSPARENCE DE L'ATMOSPHÈRE. — L'air atmosphérique est un des corps les plus transparents qui soient connus; quand il n'est point chargé de brouillards ou obscurci par d'autres corps, nous pouvons voir des objets placés à une très-grande distance : les montagnes ne disparaissent à nos regards que lorsqu'elles se trouvent au-dessous de l'horizon. Mais, malgré son faible pouvoir absorbant, l'air n'est pas cependant un corps complétement transparent. S'il en était ainsi, la voûte du ciel serait noire et le soleil et la lune paraîtraient comme des disques lumineux nettement circonscrits. Partout où les rayons du soleil ne pourraient pas pénétrer, soit directement, soit réfléchis par les objets terrestres, il y aurait une complète obscurité, et au moment où le soleil se couche la nuit succéderait brusquement au jour. Tout cela n'arrivant pas, nous devons en conclure nécessairement que les particules d'air atmosphériques absorbent une portion de la lumière qu'elles reçoivent, en laissent passer une partie et réfléchissent la troisième : de là vient qu'elles éclairent la voûte du ciel, illuminent des objets terrestres que le soleil n'éclaire pas directement, et déterminent une transition insensible entre le jour et la nuit.

On peut s'assurer par des observations journalières de l'affaiblissement de la lumière solaire pendant son passage à travers l'atmosphère. Si l'on considère pendant plusieurs jours le même objet situé près de l'horizon, on verra qu'il est tantôt très-visible, tantôt beaucoup moins. De petits objets disparaissent quand nous nous éloignons d'eux; cela provient en partie de ce que leur grandeur apparente diminue avec la distance; mais ce n'est point la cause unique, car la distance à laquelle ils disparaissent est tantôt plus petite, tantôt plus grande : on peut s'en convaincre par des mesures directes et exprimer la transparence de l'atmosphère par des nombres, comme **de Saussure** l'a fait au moyen de son *diaphanomètre*. Il avait plusieurs surfaces blanches placées l'une à côté de l'autre, de manière à être également éclairées par les rayons du soleil. Sur ces fonds blancs il traçait des cercles noirs de diamètres différents, savoir, 5 centimètres pour le premier, 6 décimètres pour le second. Il s'éloignait alors jusqu'à ce que le petit cercle devînt invisible, et mesurait la distance; si l'air était parfaitement transparent, le grand cercle devait disparaître à son tour à une distance dont le rapport avec la première fût le même que celui des deux diamètres : l'expérience montre constamment que ce rapport n'est pas le même, mais plus petit. Ainsi dans l'une des expériences de **de Saussure** les diamètres des cercles étaient entre eux comme 1 : 12; les distances auxquelles ils devenaient invisibles étaient comme 1 : 11,427, différence qui tient à l'absorption des rayons lumineux par l'atmosphère.

Nous n'avons pas besoin d'ajouter que les objets employés pour mesurer la transparence de l'atmosphère doivent être tout à fait identiques sous le point de vue de la forme et de l'éclairement; car la distance à laquelle les objets disparaissent ne dépend pas uniquement de l'angle visuel, mais encore de leur mode d'éclairement et du contraste que leur couleur fait avec les objets environnants. C'est ce qui explique pourquoi les étoiles, malgré leur petit diamètre, sont si visibles sur la voûte du ciel. Il en est de même des objets terrestres : on a de la peine à distinguer un homme lorsqu'il se projette sur des champs ou des surfaces noires, mais il est très-visible s'il est placé sur une élévation de manière à se projeter sur un ciel éclairé : de là les illusions d'optique si communes dans les pays de montagnes.

Tandis que la chaîne des Alpes vue de la plaine à une grande distance est nettement visible dans ses moindres contours, le spectateur placé sur un de ses sommets ne distingue presque rien dans la plaine : tous les voyageurs sont d'accord sur ce fait. Pendant mon séjour sur le Faulhorn en septembre 1832, le temps fut très-beau; je distinguais avec une grande netteté la chaîne des hautes Alpes, mais tout était confus dans la plaine. Le pays qui s'étend au delà du lac de Brienz semblait recouvert d'un voile; seulement les sommets du Pilate, la forêt Noire et les Vosges à une grande distance étaient nettement dessinés, tandis que rien n'était distinct dans la plaine entre les Alpes et le Jura. C'est avec beaucoup de peine que je pus apercevoir par un temps fort serein la ville de Berne à travers une longue-vue, et cependant le Faulhorn est très-visible de la ville. Cela s'explique aisément : en effet, tandis que les montagnes font un contraste par leur opacité et leur couleur foncée avec la transparence du ciel, et sont très-nettement dessinées, tous les objets de la plaine sont revêtus d'une teinte sombre et verdâtre uniforme : aussi à une certaine distance un objet isolé ne ressort-il pas au milieu de ceux qui l'environnent.

Mais ce ne sont pas seulement les rayons provenant des objets terrestres qui sont en partie absorbés par l'atmosphère; il en est de même de ceux qui viennent du soleil. La surface courbe qui limite l'atmosphère étant parallèle à celle de la terre, et son épaisseur étant nulle, comparée à la masse du sphéroïde terrestre, nous pouvons supposer sans erreur sensible que le plan de la portion de l'atmosphère que l'œil peut embrasser est sensiblement parallèle à l'horizon. Si le soleil était au zénith, ses rayons parcourraient le chemin le plus court pour arriver jusqu'à nous; plus le soleil s'approche de l'horizon, plus l'épaisseur d'atmosphère que les rayons ont à parcourir devient considérable, et par conséquent plus l'éclat des rayons s'affaiblit : c'est ce que l'expérience prouve tous les jours. La lumière du soleil ou de la lune à leur passage au méridien est éblouissante, tandis qu'on peut fixer ces astres lorsqu'ils sont

rapprochés de l'horizon; par la même raison les régions situées près de l'horizon paraissent toujours dépourvues d'étoiles. Celles-ci en effet sont invisibles, parce que leurs rayons ne sauraient arriver jusqu'à nous à travers l'épaisse couche d'atmosphère qu'elles ont à traverser; mais elles deviennent parfaitement visibles à mesure que cette partie de la voûte du ciel s'élève au-dessus de l'horizon. S'il était possible de mesurer l'intensité de la lumière solaire à différentes élévations, nous pourrions indiquer aussi la quantité de cette absorption; mais les méthodes employées pour mesurer cette intensité et les résultats obtenus sont encore sujets à des difficultés assez graves. On peut employer pour cet objet l'actinomètre ou l'hélio-thermomètre, que nous avons décrit p. 148. L'absorption des rayons solaires est telle, que dans les plaines de l'Allemagne, si le soleil était au zénith et le ciel parfaitement pur, la terre ne recevrait que les $\frac{2}{3}$ des rayons qui arrivent à la surface supérieure de l'atmosphère; tout le reste est en partie absorbé, en partie réfléchi par l'air et les particules de vapeur, mais la valeur numérique de ces éléments est encore inconnue[1].

COULEUR BLEUE DE L'AIR. — Une partie des rayons lumineux est absorbée, l'autre réfléchie par l'air, qui néanmoins n'agit pas également sur tous les rayons colorés dont se compose la lumière blanche; il se comporte comme un verre laiteux, laisse passer plutôt les rayons de l'extrémité rouge du spectre, et réfléchit au contraire les rayons bleus; mais cette différence n'est sensible que lorsque la lumière traverse de grandes masses d'air. **De Saussure** a fait voir que la couleur bleue du ciel tenait à la réflexion de la lumière, et non pas à une couleur propre aux particules aériennes. Si l'air était bleu, dit-il, les montagnes fort éloignées et couvertes de neige devraient paraître bleues, ce qui n'est pas. Une expérience de **Hassenfratz** prouve aussi que le rayon bleu est réfléchi avec plus de force. En effet, plus la couche d'atmosphère qu'un rayon traverse est épaisse, et plus les rayons bleus disparaissent, ce qui fait que le rayon paraît rouge; or, quand le soleil est près de l'horizon, le rayon parcourt une plus grande épaisseur d'atmosphère; aussi cet astre nous paraît-il rouge, pourpre ou jaune. La prédominance de la couleur rouge et l'absence de la couleur bleue lorsque le soleil est près de l'horizon ont été confirmées par l'expérience de **Hassenfratz** : il fit passer la lumière solaire par une ouverture et la reçut sur un prisme, puis mesura la largeur du prisme à une certaine distance; l'observation fut répétée lorsque le soleil était à des hauteurs différentes au-dessus de l'ho-

[1] Il suit des expériences de Bouguer que, le baromètre étant à 760 millimètres de hauteur, si l'on prend pour unité l'intensité d'un astre à son entrée dans l'atmosphère, son intensité, lorsqu'elle parviendra à l'observateur et quand l'astre est au zénith, est réduite à 0,8123. (Laplace, *Exposition du système du monde*, t. I, p. 191.)

rizon. Dans les jours les plus longs de l'été, à midi, le prisme avait une longueur de 185 parties; et, en hiver, dans les jours les plus courts, au coucher du soleil, seulement 70 parties. Tous les rayons de l'extrémité violette manquaient, car le spectre se composait uniquement de rouge, d'orangé et de vert : preuve évidente que tous les rayons bleus avaient été absorbés. Les rayons bleus manquent souvent aussi dans les arcs-en-ciel qui apparaissent peu de temps avant le coucher du soleil.

Pour mesurer l'intensité de la couleur bleue, **de Saussure** a inventé le *cyanomètre*. Imaginez une bande de papier divisée en rectangles dont le premier est du bleu de cobalt le plus foncé, tandis que le dernier est presque blanc, les rectangles intermédiaires offrant toutes les nuances imaginables entre le bleu foncé et le blanc. Si l'on trouve que le bleu de l'un de ces rectangles est identique avec celui du ciel, alors on exprime cette identité par un numéro correspondant à l'un des rectangles, et tout se réduit à dresser l'échelle de l'instrument. Pour y parvenir, **de Saussure** s'appuie sur ce principe, que la différence entre deux couleurs très-semblables disparaît d'autant plus qu'on s'en éloigne davantage, de telle façon qu'elles finissent par se confondre. **De Saussure** prend donc deux nuances de bleu très-semblables et pend l'une à côté de l'autre des feuilles de papier colorées avec ces nuances, puis il s'en éloigne jusqu'à ce qu'un cercle noir de 4 millimètres de diamètre peint sur un fond blanc et placé à côté des feuilles devienne invisible; si la différence des deux nuances disparaît à une distance plus grande ou plus petite que celle à laquelle le cercle disparaît, il faut échanger l'une des deux pour une autre, jusqu'à ce qu'on arrive à la nuance voulue. De cette manière, **de Saussure** a obtenu entre le blanc et le noir 51 nuances, et par conséquent 53 degrés en tout. Le blanc était désigné par 0, et il s'est assuré par d'autres essais que ces degrés correspondaient à des combinaisons de blanc et de bleu foncé mêlés dans des proportions définies.

On a encore imaginé d'autres appareils, mais tous sont destinés à mesurer l'intensité du bleu; or, l'atmosphère présentant d'autres couleurs, telles que le jaune, le rouge, le gris-bleu, etc., il faudrait construire des instruments pour chacune de ces couleurs. L'appareil suivant pourrait servir à indiquer la nuance d'une couleur, mais je laisse à d'autres le soin de vérifier l'utilité de cette idée par l'expérience directe. La couleur des objets provient de ce que certaines couleurs de la lumière blanche manquent : ainsi donc, si nous connaissons les principales couleurs élémentaires dans le blanc et dans la lumière qui provient d'un corps quelconque, nous connaîtrons la couleur de ce corps. Pour déterminer le nombre des couleurs élémentaires, il faut choisir un prisme parfait de flintglas et le fixer à l'extrémité d'un tube de 3 à 4 décimètres de longueur. On reçoit la lumière du corps dont on veut connaître la couleur par une ouverture étroite, le prisme la décompose; mais, afin de

bien distinguer les couleurs, on les reçoit à leur sortie du prisme sur l'objectif achromatique d'une lunette astronomique. On mesure, à l'aide d'une vis micrométrique, la longueur du spectre et la largeur de chaque couleur : de cette manière, on pourra non-seulement indiquer avec une grande rigueur les différentes nuances du ciel, mais, en répétant l'expérience quand le soleil est à différentes hauteurs au-dessus de l'horizon, on arriverait à connaître positivement le nombre et la nature des diverses couleurs élémentaires de la lumière du soleil.

La contemplation seule du ciel nous prouve déjà que sa couleur n'est pas la même à tous les points d'un même vertical; elle est ordinairement plus foncée au zénith; puis s'éclaircit vers l'horizon, où elle est souvent complétement blanche. Ce contraste devient encore plus frappant par l'usage du cyanomètre. Ainsi **de Saussure** a trouvé un jour que la couleur correspondait au numéro 23 de son cyanomètre dans le voisinage du zénith et au numéro 4 près de l'horizon ; M. **de Humboldt** est arrivé à des résultats analogues. Mais la couleur de la même partie du ciel change aussi assez régulièrement pendant le jour, en ce qu'elle devient plus foncée depuis le matin jusqu'à midi, et redevient plus claire depuis ce moment jusqu'au soir.

Quand on s'élève de la plaine sur les montagnes, le ciel paraît de plus en plus foncé : les chasseurs de chamois et les bergers le savaient depuis longtemps. **Deluc** a le premier attiré l'attention sur ce fait, que **de Saussure** a vérifié dans les Alpes, et M. **de Humboldt** sur les Cordilières. Dans nos climats, le ciel a la couleur bleue la plus foncée lorsque après une pluie de plusieurs jours le vent d'est chasse les nuages. Suivant M. **de Humboldt** le ciel est plus bleu entre les tropiques que dans les hautes latitudes, mais plus pâle en mer que dans l'intérieur du pays.

La couleur du ciel est modifiée par la combinaison de trois teintes : le bleu, qui est réfléchi par les particules aériennes; le noir de la voûte du ciel, qui forme le fond de l'atmosphère, et enfin le blanc des vésicules de brouillard et des flocons de neige, qui nagent dans l'atmosphère. En effet, la nuance des rayons bleus est assombrie par la couleur noire de l'espace, et, au contraire, éclaircie par le blanc des vésicules de brouillard; quand nous nous élevons dans l'atmosphère, nous laissons une grande partie des vésicules de vapeur au-dessous de nous. Ainsi les rayons blancs arrivent à l'œil en moindre proportion, et, le ciel étant couvert de moins de particules qui réfléchissent la lumière, sa couleur devient d'un bleu plus foncé. Par la même raison, le bleu dans le voisinage de l'horizon est moins intense qu'au zénith. Si le ciel est plus pâle en mer et dans les hautes latitudes que dans l'intérieur des continents et dans le voisinage de l'équateur, c'est aux vésicules du brouillard qu'il faut l'attribuer [1].

[1] SUR LA POLARISATION DE L'AIR SEREIN. — Un rayon lumineux est *complétement po-*

CRÉPUSCULE. — Pendant une journée sereine, à mesure que le soleil s'approche de l'horizon, la portion du ciel voisine du soleil se colore en jaune ou en rouge. Les rayons qui ont traversé une grande épaisseur de l'atmosphère perdent en chemin la plupart des rayons

larisé lorsqu'il ne peut traverser, même sous l'incidence perpendiculaire, une lame mince de tourmaline taillée de manière à renfermer l'axe de ce cristal, et placée dans une situation perpendiculaire à ce rayon. Le plan passant par ce rayon et par cet axe est nommé plan de polarisation. Le rayon polarisé possède encore plusieurs autres caractères qui le définissent; mais celui-ci est suffisant.

Si l'on tourne de 90° la plaque de tourmaline, sa surface restant perpendiculaire aux rayons lumineux, ces derniers rayons traversent la plaque, le plan de polarisation est alors perpendiculaire à l'axe du cristal. Ainsi le rayon polarisé ne peut plus être considéré comme symétrique par rapport à l'espace extérieur : de là son nom.

La lumière peut être *partiellement polarisée;* on peut la regarder alors comme formée de lumière naturelle non polarisée, et de lumière complétement polarisée. On peut observer tous les intermédiaires possibles entre ces deux états de la lumière.

L'acte de la réflexion polarise les rayons lumineux; le plan de polarisation du rayon réfléchi est celui dans lequel la réflexion a eu lieu; mais, si l'incidence est normale, la lumière ne se polarise pas.

D'après ces principes, on peut se rendre compte de la polarisation de la lumière d'un ciel serein. Si l'on imagine un plan passant par le soleil et l'observateur, la lumière venant du soleil qui arrive à l'œil de ce dernier suivant une certaine droite située dans ce plan a été réfléchie par les molécules aériennes situées sur le trajet de cette droite. Cette lumière doit donc être polarisée dans un plan passant par le soleil; or c'est en effet ce que l'on observe. Si l'on dirige vers le ciel le *polariscope chromatique* de M. Arago, ou le *polariscope à franges* de Savart, instruments décrits dans la plupart des traités de physique, on reconnaît que l'intensité de la polarisation est très-intense vers le zénith, qu'elle va en croissant jusque *vers* 90° du soleil; après quoi elle diminue progressivement jusqu'à une distance de 150° de cet astre, du moins si ce dernier est peu élevé au-dessus, ou peu abaissé au-dessous de l'horizon, En ce lieu, la polarisation est insensible. C'est ce point, situé dans le vertical du soleil, que l'on a coutume de désigner sous le nom de *point neutre.* Au delà, la polarisation recommence à croître; mais le plan de polarisation, au lieu de coïncider avec le vertical du soleil, lui est devenu perpendiculaire. MM. Arago, Biot et Forbes attribuent ce dernier phénomène aux réflexions secondaires qui s'opèrent entre les molécules aériennes prises deux à deux. Il est visible que, par rapport à une molécule d'air, le reste de l'atmosphère joue le rôle d'un corps éclairant en forme d'anneau horizontal qui l'environnerait de toutes parts. La portion de lumière que la molécule emprunte à cette cause doit donc être polarisée dans un plan horizontal, ou du moins peu incliné sur l'horizon, et dans tous les cas ce plan doit, par une raison de symétrie, être perpendiculaire au vertical du soleil si la molécule est elle-même située dans ce plan. A mesure qu'on examine des parties du ciel plus rapprochées du point de l'horizon opposé au soleil, la polarisation dans le sens horizontal doit aller en croissant, et elle finit par l'emporter sur la polarisation verticale, laquelle va au contraire en diminuant, puisque l'incidence des rayons solaires approche de plus en plus d'être normale sur ces mêmes molécules.

M. Babinet a trouvé un second point neutre dans le voisinage du soleil; sa hauteur est de 17° 30' au-dessus du centre du soleil. M. Forbes l'explique par la théorie précédente, c'est-à-dire par la prédominance des réflexions horizontales réciproques.

Les angles 159° et 17° 30' sont, le résultat moyen de nombreuses observations faites par M. Bravais sur le sommet du Faulhorn en 1842; il est à croire que dans la plaine la situation de ces points neutres est un peu différente. La présence de nuages sur le ciel suffit même pour les déplacer de leurs positions naturelles. M.

bleus, et nous ne recevons que les rayons rouges. Le ciel blanchit dans le voisinage du zénith et la clarté va en augmentant jusqu'à l'horizon occidental. Peu à peu on remarque au ciel oriental situé à l'opposé du soleil une teinte rouge qui atteint son *maximum* d'intensité au moment où le soleil descend au-dessous de l'horizon. Cette coloration est un effet des derniers rayons du soleil couchant, qui n'envoie dans cette région du ciel que des rayons rouges qui, après leur réflexion, traversent de nouveau l'atmosphère et arrivent à l'œil de l'observateur entièrement dépouillés de leurs rayons bleus. Suivant l'état de l'atmosphère cette couleur varie entre le rouge de feu et le pourpre foncé; de même sur le ciel occidental le crépuscule offre toutes les teintes intermédiaires entre le jaune doré et le rouge foncé : toutefois ce rouge n'est jamais aussi foncé que celui du ciel oriental.

Quand le soleil s'abaisse un peu au-dessous de l'horizon, on observe au ciel oriental un segment plus ou moins nettement circonscrit d'une couleur d'un bleu foncé, au-dessus duquel la coloration rouge dont nous avons parlé se montre constamment. La séparation entre ce segment bleu et le rouge est le plus souvent assez tranchée; mais dans des circonstances favorables on peut distinguer entre deux un liséré blanc ou jaune : **Mairan**, qui le premier a attiré l'attention sur ce segment, le nommait *second crépuscule* ou *anticrépuscule*.

Son point culminant est situé en face du soleil, et une observation attentive prouve que ce segment est dû à l'ombre de la terre qui se projette sur le ciel. Cette partie n'est plus éclairée par les rayons directs du soleil, mais seulement par la lumière diffuse; et, comme celle-ci est bleue, elle communique cette teinte au segment tout entier. Tant que la limite supérieure de l'ombre terrestre a une faible hauteur, les teintes rouges au ciel occidental et oriental se confondent vers le haut; lorsque l'air est bien pur et non chargé de vapeur d'eau, le zénith est bleu : mais, si pendant le jour le ciel avait une couleur blanchâtre, alors il est couvert en entier d'une teinte pourprée; parce que l'œil reçoit non-seulement les rayons bleus réfléchis par le zénith, mais encore les rayons rouges provenant des particules de vapeur qui sont situées plus bas. Peu à peu l'arc anticrépusculaire s'élève vers le zénith, le ciel y paraît bleu, la rougeur du ciel occidental devient plus foncée, et quelques étoiles isolées deviennent visibles; quelquefois une seconde coloration rouge se montre de nouveau au ciel oriental. A mesure que le soleil s'abaisse, le segment rouge du ciel occidental, qui s'abaisse avec lui, devient plus net, et l'on voit au-dessus de lui un espace blanc en forme d'arc que l'on pourrait appeler avec **Brandes** *lueur crépusculaire*[1]. Le soleil

[1] Lorsque la courbe crépusculaire que forme l'ombre de la terre en se projetant sur les hautes régions atmosphériques s'est couchée le soir à l'horizon occidental, on peut encore, dans des circonstances très-favorables, apercevoir une lueur faible et

s'abaissant de plus en plus, l'obscurité s'accroît, et enfin la plupart des étoiles commencent à briller; on peut considérer comme la fin du crépuscule le moment où les étoiles de sixième grandeur deviennent visibles. On distingue ce crépuscule sous le nom d'astronomique, pour le distinguer du crépuscule ordinaire, qui finit quand l'obscurité force à suspendre tous les travaux qui se font en plein air. (*Voy.* la note F.)

L'aurore et le crépuscule dépendent de ce que les rayons provenant du soleil rencontrent les couches élevées de l'atmosphère, sont réfléchis

blanchâtre qui illumine le ciel vers le N.O., et qui s'élève quelquefois jusqu'à une hauteur angulaire considérable. Cette lueur est incontestablement due à l'illumination secondaire que jettent sur le haut de l'atmosphère les couches d'air situées actuellement sous l'horizon et directement éclairées par le soleil; c'est cet espace atmosphérique dont la lueur est due à des rayons qui ont déjà subi une première réflexion que M. Biot (*Mémoires de l'Académie des sciences*, t. XVII) nomme le *second espace crépusculaire*.

Il ne paraît pas que ce second crépuscule puisse être observé de nos vallées; mais sur les hautes montagnes il est assez souvent perceptible : de Saussure l'a remarqué sur le col du Géant; la clarté atteignait jusqu'à 30° au-dessus de l'horizon: la dépression du soleil sous l'horizon de l'illustre physicien était alors de 22°. M. Bravais l'a observé à diverses reprises sur le sommet du Faulhorn (canton de Berne), à 2.683 mètres au-dessus du niveau de la mer, pendant les années 1841 et 1842. Le tableau suivant renferme le résultat de ses mesures. La colonne de gauche indique quelle était la distance zénithale du soleil au moment de l'observation; la colonne de droite donne en angle la hauteur limite au delà de laquelle la lueur cessait d'être distincte.

DISTANCES ZÉNITHALES DU SOLEIL ET HAUTEURS ANGULAIRES CORRESPONDANTES DU SECOND ESPACE CRÉPUSCULAIRE.

2 août soir 1842	107° 4'	17°,6
12 août matin 1842	107 25	20 ,5
5 août soir 1842	108 34	16 ,4
5 août soir 1842	111 3	25 ,2
13 août matin. 1842	112 5	16 ,0
9 août soir 1842	112 15	16 ,6
16 août matin 1842	113 25	12 ,5
5 août soir 1841	116 4	9 ,0
16 août soir 1842	116 6	7 ,0?

Ces mesures sont parfaitement compatibles avec l'explication que nous venons de donner; s'il était vrai que la courbe crépusculaire ordinaire coïncidât exactement avec la courbe de sortie de l'ombre terrestre hors de notre atmosphère, cette deuxième courbe crépusculaire devrait, elle aussi, être interprêtée d'une manière analogue, et l'on pourrait s'en servir avantageusement pour déterminer la hauteur de notre atmosphère; mais nos connaissances à ce sujet sont encore trop imparfaites pour que de pareilles déductions puissent être aujourd'hui bien légitimes.

La lumière du second crépuscule est faible, sans coloration marquée, et analogue à la voie lactée par son éclat; elle n'empêche donc pas d'apercevoir les petites étoiles, même celles de cinquième ou de sixième grandeur. M.

par elles et dispersés dans tous les sens lorsque le soleil a depuis longtemps disparu au-dessous de l'horizon; ces rayons réfléchis le sont ensuite de nouveau, et éclairent la partie orientale de la voûte céleste. On comprend d'après cela qu'il existe une liaison étroite entre l'abaissement du soleil au-dessous de l'horizon, l'état de l'atmosphère et la clarté dont nous parlons : aussi les astronomes se sont-ils efforcés d'indiquer cette relation, et de calculer la durée du crépuscule pour les différents pays et les diverses saisons; mais ils se sont trop préoccupés des éléments mathématiques de la question, et ont un peu négligé les conditions physiques. Tous ont cherché à déterminer l'instant où le soleil était à 18° environ au-dessous de l'horizon, et ne se sont pas demandé si cet angle correspondait partout à la fin du crépuscule : aussi la question n'est-elle pas plus avancée, selon moi, qu'à l'époque où un cardinal engageait le Portugais **Nonius** à s'occuper de cette question.

Le crépuscule finit au moment où l'obscurité atteint un degré bien déterminé. Les anciens astronomes ont donné pour règle qu'on devait voir les étoiles de sixième grandeur dans le voisinage du zénith; mais ces étoiles ne deviennent visibles qu'au moment où la lumière réfléchie répandue dans l'atmosphère est très-faible, et où les rayons partant de l'étoile ne sont pas trop affaiblis à leur passage à travers l'atmosphère pour produire sur l'œil une sensation lumineuse. Plus il y a de vapeur condensée pendant le jour, plus le ciel paraît mat, et plus aussi la lumière qui traverse l'atmosphère est affaiblie, tandis que les rayons réfléchis sont en très-grand nombre : avec ces circonstances le crépuscule est fort long. Dans l'intérieur de l'Afrique, où l'air est quelquefois si pur et si transparent, que **Bruce**, dans le Sennaar, voyait la planète Vénus en plein jour, la nuit succède immédiatement au coucher du soleil. De l'autre côté des Alpes, en Dalmatie, par exemple, il fait nuit une demi-heure après le coucher du soleil. Entre les tropiques le crépuscule est encore plus court : il dure un quart d'heure au Chili, suivant **Acosta**, et quelques minutes à Cumana, d'après M. **de Humboldt**; même phénomène sur la côte occidentale de l'Afrique. Ces résultats diffèrent singulièrement de ceux qu'indique le calcul, et d'après lesquels le crépuscule devrait durer au moins une heure. On est donc obligé d'admettre qu'entre les tropiques le soleil est moins bas au-dessous de l'horizon à la fin du crépuscule que dans des latitudes très-élevées. Lorsque l'air est rempli de vapeurs vésiculaires et de particules de neige, le soleil peut descendre jusqu'à 30° au-dessous de l'horizon sans que l'obscurité soit complète, comme le prouvent les longs crépuscules du Groënland et des autres contrées polaires [1]. Sa durée doit

[1] Il n'est pas démontré que les longs crépuscules du nord ne sont pas dus uniquement à l'obliquité de la marche diurne du soleil, d'autant plus que la hauteur de l'at-

varier suivant les saisons; en été, où la vapeur vésiculaire est plus élevée qu'en hiver, le soleil, suivant **Riccioli,** est plus bas au-dessous de l'horizon qu'en hiver à la fin du crépuscule : de même le matin, au commencement de l'aurore, il est plus élevé que le soir, probablement parce qu'une partie de la vapeur d'eau s'est précipitée à la surface de la terre.

Lorsque les vapeurs sont très-élevées, tandis que les couches inférieures de l'atmosphère sont bien transparentes, le crépuscule peut durer fort longtemps. L'été de 1831 a été remarquable sous ce point de vue; on vit des crépuscules très-prolongés depuis Madrid jusqu'à Odessa, et les journaux de l'époque sont remplis d'observations de ce genre. Ces crépuscules furent surtout remarquables les 24, 25 et 26 septembre. Le 25, le coucher du soleil n'offrit rien d'extraordinaire, mais bientôt la couleur du ciel prit une teinte orangé très-foncé; l'éclat de la lumière crépusculaire diminua lentement et passa au rouge, la partie éclairée du ciel se rétrécit de plus en plus et correspondait exactement au point où le soleil se trouvait au-dessous de l'horizon; on la voyait encore vers 8 heures, heure à laquelle le soleil était à 19°30′ au-dessous de l'horizon : il en fut de même des soirées suivantes, et les aurores présentèrent aussi des phénomènes extraordinaires. M. **Nees d'Esenbeck,** qui contemplait le phénomène du haut de la Hampelbande, dit que l'aurore n'avait pas son éclat ordinaire le 24, et ressemblait plutôt à un crépuscule brumeux. Le 25, immédiatement après le coucher du soleil, une teinte rouge foncé, voilée par des vapeurs, couvrit tout le ciel, enveloppa l'horizon, et semblait se perdre vers le zénith sous forme de rayons rouges. Dans ce moment un orage violent s'éleva dans le S.O., il dura toute la nuit en diminuant de violence, et la rougeur disparut vers 9 heures.

Ce phénomène dépend, comme je l'ai dit, de vapeurs élevées dans l'atmosphère. Depuis le 24 le baromètre baissait à Halle; le ciel n'était pas d'un bleu foncé, quoiqu'il fût serein; le soleil avait l'éclat mat de la lune. Cet état de l'atmosphère, analogue à celui qui précède les orages lorsque des *cirrus* flottent dans le haut de l'atmosphère, s'étendait sur une grande partie de l'Europe. Les longs crépuscules accompagnés d'orages furent remarqués dans l'Europe septentrionale et méridionale, comme le prouve un ouragan violent qui éclata près de Messine le 27 septembre. Pendant tout l'été de 1831, les orages furent très-fréquents, et il y eut des ouragans dans les Indes occidentales. Le 3 août et les jours suivants l'éclat du crépuscule fut remarqué à Odessa, en Allemagne, à Rome et à Gênes; mais en même temps de violents orages

mosphère y est probablement moindre qu'à l'équateur, circonstance qui a une influence marquée sur la durée du crépuscule. M.

éclatèrent dans beaucoup de pays, en Navarre, en Aragon, à Saint-Giorgio, en Silésie. En Suisse et dans le Tyrol, le vent de S.O., qui accompagne les orages, fut tellement violent, qu'il y eut de fortes inondations. Dans la mer des Antilles de terribles ouragans désolèrent les Barbades le 11 août; la Jamaïque, Haïti et Saint-Vincent le 14. Ils se liaient aux violents orages provenant du nord, qui firent de grands ravages le 16 et le 17 à Cuba et dans la Louisiane.

AURORE ET CRÉPUSCULE. — Nous avons déjà vu que leur durée et leur coloration dépendent de l'état de l'atmosphère. L'air est-il rempli de vapeur vésiculaire et le ciel a-t-il pendant la journée un aspect blanchâtre, alors le rouge est plus ou moins mat et mêlé de stries grises, quelquefois d'une couleur de carmin foncé, et déjà pendant le jour la partie du ciel qui est au-dessous du soleil paraît plus ou moins rouge. Il est certain alors que ces vapeurs sont disposées de façon à ne laisser passer que les rayons rouges. Ainsi en hiver dans nos climats le ciel est souvent rouge pendant toute la journée, et en été par un temps pluvieux, quand des *cirrus* déliés flottent dans l'atmosphère, il en est de même plusieurs heures avant la culmination du soleil; mais, lorsque le ciel a été d'un bleu foncé pendant la journée, alors le crépuscule offre une teinte jaunâtre. S'il y a dans l'atmosphère de légers *cumulus* ou des *cirro-cumulus*, ils sont admirablement colorés, et l'on observe dans les intervalles qu'ils laissent entre eux les teintes vertes dont nous avons déjà parlé.

Cette coloration en rouge des nuages se lie à un phénomène que j'ai souvent observé en Suisse, et qu'on nomme la teinte rose des Alpes (*das Glühen der Alpen*). Peu de temps après le coucher du soleil, les cimes neigeuses des Alpes paraissent colorées en rose; cette coloration devient ensuite moins vive et disparaît enfin lorsque l'ombre de la terre s'étend sur les sommités : alors les neiges prennent un aspect d'un gris bleuâtre. Quelquefois les Alpes se colorent de nouveau, mais d'une manière moins marquée et moins longtemps que la première fois. Ce phénomène est surtout remarquable lorsque des *cumulus* ou des *cirro-cumulus* légers flottent dans l'ouest, les escarpements nus des rochers ressemblent alors à des masses de fer incandescentes. Ici encore les rayons rouges réfléchis arrivent à l'œil en plus grand nombre, et cette seconde coloration en rose vient certainement de ce que les rayons rouges réfléchis par l'atmosphère éclairent pour la seconde fois les sommets des montagnes.

Les apparences du crépuscule dépendant de l'état du ciel, il en résulte qu'elles peuvent servir à faire prévoir jusqu'à un certain point le temps du lendemain; quand le ciel est bleu et qu'après le coucher du soleil la région occidentale se couvre d'une légère teinte de pourpre, on peut assurer que le temps sera beau, surtout si l'horizon semble

couvert d'une légère fumée. Après la pluie, des nuages isolés colorés en rouge et bien éclairés annoncent le retour du beau temps. Un crépuscule d'un jaune blanchâtre, surtout quand il s'étend au loin sur le ciel, n'est pas signe de beau temps pour le lendemain. Dans l'opinion des habitants de la campagne, on doit s'attendre à des orages lorsque le soleil est d'un blanc éclatant et se couche au milieu d'une lumière blanche qui permet à peine de le distinguer; le pronostic est encore plus mauvais quand de légers *cirrus*, qui donnent au ciel un aspect blafard, paraissent plus foncés à l'horizon, et que le crépuscule est d'un rouge grisâtre au milieu duquel on voit des portions d'un rouge foncé qui passent au gris et permettent à peine de distinguer le soleil : dans ce cas la vapeur vésiculaire est très-abondante, et on peut compter sur du vent et une pluie prochaine.

Les signes tirés de l'aurore sont un peu différents : quand elle est très-rouge on doit s'attendre à de la pluie, tandis qu'une aurore grise annonce du beau temps. La raison de cette différence entre une aurore et un crépuscule gris vient de ce que le soir cette coloration dépend surtout des *cirrus*, le matin d'un *stratus* qui cède bientôt aux rayons du soleil couchant, tandis que les *cirrus* s'épaississent pendant la nuit. Si, au lever du soleil, il y a assez de vapeurs condensées pour que le soleil paraisse rouge, il est alors très-probable que dans le cours de la journée le courant ascendant déterminera la formation d'une couche épaisse de nuages.

HAUTEUR DE L'ATMOSPHÈRE. — La pression que les particules aériennes éprouvent diminuant à mesure qu'on s'élève au-dessus de la mer, la densité de l'air diminue dans la même proportion. Si nous pouvions observer le baromètre et le thermomètre à cette élévation, il serait facile d'en déduire la densité de l'atmosphère; mais il est important de savoir jusqu'où peut aller cette diminution de densité, si l'air se raréfie ainsi indéfiniment, ou si cette raréfaction a une limite. Dans cette dernière supposition, la limite de l'atmosphère se trouverait au point où l'air serait tellement raréfié, qu'il ne pourrait pas l'être davantage; si cette raréfaction pouvait aller à l'infini, alors l'air se répandrait dans l'espace et chaque planète se formerait une atmosphère particulière. Il est difficile de savoir expérimentalement laquelle de ces deux suppositions est la véritable, car nous ne pouvons point exposer de l'air très-raréfié à un froid égal à celui qui règne aux limites de l'atmosphère. Il paraît plus probable que cette raréfaction de l'air est limitée, car, chaque planète attirant à elle une partie de cette atmosphère, la réfraction, suivant la remarque de **Wollaston**, serait très-marquée dans ces atmosphères planétaires. L'observation ne montre rien de pareil. Lorsqu'une planète passe près d'une étoile fixe, la position apparente de l'étoile ne change pas; ses rayons ne sont donc pas déviés par l'atmosphère de

la planète, du moins c'est ce que démontre l'observation la plus attentive.

Si l'atmosphère est limitée, à quelle hauteur se trouve cette limite? On a cherché à la déduire de l'étude des phénomènes crépusculaires. En effet, de la hauteur apparente du segment éclairé et de l'abaissement connu du soleil au-dessous de l'horizon, on peut déduire la hauteur des dernières particules aériennes capables de réfléchir la lumière. En supposant le soleil à 18° au-dessous de l'horizon, on trouve pour l'atmosphère une hauteur de 60,000 à 80,000 mètres; mais, si on exécute des mesures plus rigoureuses en prenant de moment en moment la hauteur du segment éclairé et en le comparant à la dépression du soleil au-dessous de l'horizon, on trouve, comme **Brandes** et **Lambert** l'ont prouvé, que ce mode de détermination est très-inexact. Au moment où le soleil vient de se coucher, l'observateur voit très-nettement dans l'est le segment anticrépusculaire, car l'œil est moins ébloui par de la lumière venant d'autres parties du ciel. Quand le segment anticrépusculaire monte jusqu'au zénith, tout le ciel situé au-dessus de la tête de l'observateur est éclairé par la lumière que les particules aériennes réfléchissent de l'occident en orient, et il est alors plus difficile de reconnaître nettement la limite. Plus le soleil s'abaisse au-dessous de l'horizon et plus la clarté est limitée à l'occident, plus aussi la quantité de lumière diffuse augmente. Si donc nous voulons déduire la hauteur de l'atmosphère d'une série de mesures de ce genre, nous obtiendrons des valeurs de plus en plus considérables à mesure que le soleil s'abaissera au-dessous de l'horizon.

Des mesures barométriques et thermométriques ne sauraient nous conduire à aucun résultat, car nous ne connaissons pas les lois du décroissement de la température à une grande hauteur, ni la nature des particules aériennes soumises à la fois à une faible pression et à un très-grand froid. Tout ce qu'on a dit sur la hauteur de l'atmosphère est donc encore sujet au doute; mais l'on peut affirmer que déjà, entre 15 et 20 kilomètres au-dessus de la surface de la terre, la densité de l'atmosphère est presque nulle. (*Voy.* la note G.)

RAYONS CRÉPUSCULAIRES. — Quand un nuage intercepte la lumière d'une partie de l'atmosphère, il projette une ombre qui obscurcit une partie du ciel. Dans les beaux jours de l'été, si quelques *cumulus* flottent dans le ciel, on peut poursuivre jusqu'à une grande distance l'ombre qu'ils projettent. Le phénomène inverse est bien plus commun. En effet, quand le ciel est couvert en grande partie de nuages et surtout de *cumulo-stratus* interrompus par des éclaircies, alors le soleil luit au travers, et l'air, la vapeur vésiculaire, la poussière et les autres corps qui nagent dans l'atmosphère semblent des rayons plus ou moins lumineux. Si le soleil est peu élevé au-dessus de l'horizon, ces rayons par-

tent du soleil; s'il est, au contraire, près de se coucher, ils s'élèvent dans l'atmosphère sous forme d'arcs de grands cercles qui se couperaient dans un point situé au-dessous de l'horizon et sur la droite qui joint le centre du soleil et l'œil de l'observateur. Ces rayons sont parallèles entre eux; et leur courbure apparente, de même que leur divergence dans le voisinage du zénith, ne sont qu'une conséquence des effets de perspective; plus ils sont éloignés de nous, et moins leur écartement semble considérable, parce que l'angle visuel devient plus petit : c'est la même illusion qu'on éprouve dans une allée bordée de deux rangées d'arbres parallèles qui semblent cependant se rapprocher à leur extrémité [1].

On dit ordinairement que les rayons crépusculaires annoncent la pluie, opinion qui ne manque pas de justesse. Ce phénomène se montre surtout quand le soleil est près de l'horizon, mais par les beaux jours les nuages ont alors disparu ou sont près de disparaître. Quand l'atmosphère est chargée de vapeurs, toutes les circonstances qui peuvent produire ce phénomène se trouvent réunies, mais aussi dans ces cas il y a de grandes chances de pluie. Entre les tropiques, où les averses tombent en général au moment de la plus grande chaleur diurne, ce phénomène paraît être plus rare que dans les hautes latitudes.

RÉFRACTION DE LA LUMIÈRE. — Quoique l'air n'ait qu'une faible influence sur la lumière, cependant des observations faites avec soin prouvent qu'un rayon de lumière n'arrive à notre œil sans déviation que s'il provient d'un point situé à notre zénith ou d'un objet terrestre qui soit à la même hauteur que l'œil, parce qu'alors toute l'épaisseur de couche atmosphérique qu'il traverse a une densité uniforme. Dans tous les autres cas, le rayon est réfracté, et de telle façon que si nous imaginons les différentes couches de densité différentes, les rayons, en passant d'un milieu moins dense dans un milieu plus dense, se rapprochent de la perpendiculaire élevée sur la surface réfringente. Si donc un rayon arrive d'une étoile jusqu'à nous, il traverse des couches dont la densité va en croissant; il se rapproche de la verticale, et l'étoile nous paraît plus élevée au-dessus de l'horizon qu'elle ne l'est réellement. Ce déplacement est d'autant plus considérable que l'angle de hauteur est moindre. Les rayons venant du zénith n'éprouvent pas de

[1] Les lecteurs que ce sujet intéresse trouveront dans les *Annales de Chimie et de Physique*, t. LXX, p. 122, un mémoire de M. Necker de Saussure où ce savant traite avec détails du phénomène des rayons crépusculaires et de la seconde coloration en rose des cimes neigeuses de la Suisse. Son explication des rayons crépusculaires est la même que celle de M. Kaemtz; mais la seconde coloration des Alpes lui paraît un effet de contraste. Les blanches cimes des Alpes, se projetant d'abord sur un ciel éclairé, puis sur l'ombre de la terre, *paraissent* se colorer de nouveau, quoique leur blancheur reste la même. M.

déviation, parce qu'ils sont perpendiculaires à toutes les surfaces de séparation des couches. La réfraction est aussi forte qu'elle puisse l'être quand l'étoile est dans le plan de l'horizon, car alors elle paraît élevée de 0° 30′ au-dessus de ce plan : de même quand le soleil se couche il est élevé de 30′ environ, et, comme cet angle est égal à celui que sous-tend son diamètre apparent, il s'ensuit qu'en réalité son bord supérieur est déjà tangent à l'horizon lorsque son bord inférieur le touche en apparence.

Dans toutes les observations sur la hauteur des étoiles, il faut donc tenir compte de la réfraction, et les astronomes se sont efforcés de déterminer exactement la valeur de cet angle pour les différentes hauteurs du baromètre et du thermomètre. Souvent il y a une différence notable entre la réfraction observée et la réfraction calculée d'après ces éléments; mais nous ne devons pas oublier que nos instruments indiquent seulement la densité de l'air à la surface de la terre, et que les vents ou d'autres causes peuvent modifier les lois du décroissement de la densité de telle façon, qu'elle soit fort différente de celle que nous trouvons par l'analyse. Ainsi des mesures exactes de réfraction astronomique rendront de grands services à la météorologie, en ce qu'elles jetteront une vive lumière sur le décroissement plus ou moins rapide de la température.

DE LA SCINTILLATION DES ÉTOILES. — Dans nos contrées, les étoiles ne paraissent pas toujours immobiles à leur place; elles semblent quelquefois osciller autour du point qu'elles occupent sur la voûte du ciel. En même temps, l'intensité de leur lumière change, elle s'accroît et diminue à de très-courts intervalles; quelquefois aussi leur couleur varie, les rayons rouges, verts et bleus deviennent dominants tour à tour, surtout quand ces astres s'approchent de l'horizon. Cette scintillation est beaucoup plus remarquable pour les étoiles fixes que pour les planètes, qui la présentent plus rarement. Toutefois, quand la scintillation des étoiles est très-forte, les planètes scintillent aussi, comme je l'ai vu pour Jupiter placé près de l'horizon.

La scintillation n'est pas également vive, quelle que soit la position occupée par l'étoile. C'est le plus souvent dans le voisinage de l'horizon que la scintillation est aussi forte que possible, tandis qu'elle est nulle au zénith; elle n'est pas non plus la même dans toutes les circonstances. **Musschenbroeck** raconte qu'en Hollande elle est vive surtout par un froid intense et avec un ciel serein : il en est de même dans d'autres contrées. D'après mes observations, elle est très-marquée quand des vents violents règnent dans l'atmosphère et quand le ciel est alternativement serein et couvert.

Comme ce phénomène se manifeste surtout quand des courants aériens de température différente se meuvent les uns au-dessus des au-

tres, il s'ensuit qu'il n'a pas toujours la même intensité. Entre les tropiques, quand l'alizé souffle avec une grande régularité pendant la saison sèche, alors les étoiles scintillent, suivant M. **de Humboldt**, dans le voisinage de l'horizon. **La Condamine** confirme ce témoignage, mais il ajoute qu'au Pérou cette scintillation est moins vive qu'en Europe. En Perse et en Arabie, c'est en hiver qu'on l'observe; toutefois elle est moins forte que dans nos contrées.

La cause de ce phénomène réside dans la réfraction inégale que la lumière éprouve dans des couches d'air alternativement plus froides et plus chaudes; **Vitellio** l'avait déjà expliqué par des mouvements de l'air, mais **Hooke** a fait voir le premier qu'il tenait au mélange de couches d'air inégalement échauffées. On peut s'en assurer, ajoute-t-il, en regardant par-dessus un morceau de verre échauffé un objet éloigné; celui-ci semble changer. En effet, si la lumière d'une étoile S (pl. V, fig. 1), arrive à la surface supérieure de l'atmosphère dans la direction SC, elle est réfractée à son passage à travers chacune des couches CC, DH, etc., et le rayon CDEF arrive à l'œil de l'observateur placé en E : celui-ci voit donc l'étoile dans la direction FE. Supposons maintenant que la couche d'air DE soit subitement déplacée et remplacée par une autre d'une densité différente, alors le rayon CD ne sera plus réfracté en DF, mais en DI, et n'arrivera plus à l'œil; c'est alors le rayon CHF qui y parvient, et l'étoile qui paraissait être dans la direction FD se trouve sur la ligne FH. Si cette nouvelle masse d'air n'a pas un grand volume, ou si sa température diffère peu de celle de la masse qu'elle remplace, alors le déplacement et le changement d'intensité de la lumière sont peu notables. Les planètes scintillent moins que les étoiles, parce que celles-ci nous paraissant comme des points, le moindre déplacement, fût-il de 5″ seulement, devient sensible à notre œil. Les planètes ayant un diamètre apparent de 30 à 40 secondes, il est plus difficile d'apprécier leur changement de volume apparent; toutefois à travers les télescopes on voit souvent leurs bords scintiller, surtout si elles sont près de l'horizon. Dans certaines circonstances, on observe le même phénomène sur la circonférence du limbe du soleil. La lumière partant d'étoiles situées près de l'horizon et ayant un chemin beaucoup plus long à parcourir, on conçoit qu'elle rencontre sur son chemin un mélange de couches d'air d'une densité plus variable que celles qui sont superposées au-dessus de la tête de l'observateur.

La scintillation consiste non-seulement dans un déplacement de l'étoile, mais encore dans des changements de la clarté et de la couleur de l'étoile : M. **Arago** déduit ces deux ordres de phénomènes de l'interférence des rayons lumineux. Des rayons lumineux formant un petit angle entre eux et qui se coupent peuvent s'affaiblir et se renforcer mutuellement; dans quelques circonstances, ils se détruisent, et ce fait,

inexplicable si l'on considère la lumière comme une émanation matérielle, est une conséquence toute simple du système des ondulations, et même la meilleure preuve que l'on puisse donner de sa réalité. Jetez une pierre dans une eau tranquille, il se formera un système d'ondes circulaires concentriques dont le centre commun sera le point où la pierre est tombée. Jetez maintenant deux pierres en même temps à une certaine distance l'une de l'autre, chacun des systèmes d'ondes circulaires s'étendra comme s'il était isolé, et au point de rencontre de deux ondes leur forme n'est pas changée, seulement leur hauteur est accrue. Quand l'intervalle creux de deux ondes, ou le sillon qui sépare deux vagues successives, rencontre l'intervalle des deux ondes d'un autre système, le sillon se creuse; mais, si sur un point l'onde d'un système tend à élever l'eau tandis que l'onde de l'autre système tend à l'abaisser, ces deux mouvements opposés se détruisent, et l'eau est tranquille et bien moins agitée que s'il n'y avait qu'un seul système de cercles concentriques.

Le système des ondulations nous apprend que l'intensité de la lumière augmente quand les particules lumineuses oscillent beaucoup autour de leur position moyenne, de même qu'une cloche ou une corde résonnent plus fortement au moment où elles sont ébranlées, parce qu'alors les oscillations sont plus grandes. Les amplitudes de ces oscillations, c'est-à-dire l'écartement de deux ondes successives, ne sont pas les mêmes pour les divers rayons du spectre; comme dans les différents tons de la gamme musicale, l'un d'eux fait dans une seconde un nombre d'oscillations moitié moindre que celui qui est à une octave au-dessus : d'où résulte que l'amplitude des oscillations du premier est double de celle du second. Des mesures exactes ont prouvé que l'écartement de deux ondes est d'autant plus petit qu'on s'avance davantage de l'extrémité rouge vers l'extrémité bleue du spectre.

Ces principes établis, nous en déduirons aisément les changements d'intensité et de coloration de la lumière d'une étoile. Parmi les rayons qui en partent simultanément et qui sont diversement réfractés, un grand nombre se réunissent soit dans notre œil, soit dans leur trajet à travers l'atmosphère. S'ils se rencontrent de manière que leurs ondes s'ajoutent, ils se renforcent mutuellement; mais, si une onde s'ajoute à un intervalle, alors ils s'affaiblissent ou se détruisent : de là les alternatives d'accroissement et de décroissement de la lumière. Comme dans l'état atmosphérique que nous avons décrit la réfraction change à tout moment, les rayons se rencontrent, se renforcent ou s'affaiblissent aussi à chaque instant. La lumière qui vient des étoiles pouvant être décomposée comme celle du soleil en ses couleurs élémentaires, nous devons attribuer ces renforcements et ces affaiblissements à la rencontre de ces rayons élémentaires. Il peut donc arriver que le rouge soit anéanti par

la rencontre de deux rayons de cette couleur, tandis que le bleu devient plus intense : alors l'étoile paraîtra bleue; une seconde après, le contraire aura lieu, et l'astre prendra une teinte rouge.

MIRAGE. — De même que les rayons qui viennent des étoiles sont réfractés de manière que celles-ci nous paraissent plus élevées, de même ceux qui viennent des objets terrestres subissent une déviation analogue. Cette considération est de la plus haute importance pour la mesure des montagnes par la géodésie. C'est seulement quand l'objet est au zénith ou dans le même plan horizontal que notre œil (en supposant que la couche qui les renferme tous deux soit de même densité) qu'il n'y a point de réfraction : cette dernière condition se réalise rarement, à cause de l'action du sol sur les couches aériennes avec lesquelles il est en contact.

Considérez, par un temps calme et serein, des objets éloignés, ou l'ombre que des arbres projettent sur une surface échauffée par le soleil, vous verrez que leurs contours oscillent continuellement; cet effet est encore plus marqué si l'on regarde à travers une lunette des objets placés à l'horizon. Souvent des morceaux de l'horizon semblent se détacher, flotter dans l'air, puis retomber. Si l'objet est petit, il paraîtra double ou multiple : ainsi M. **Biot**, en regardant à travers une longue-vue une lumière très-éloignée, la vit double; l'image colorée et étendue était placée verticalement au-dessus de la lumière réelle. Un instant après, au lieu de deux lumières il en vit plusieurs qui apparaissaient et disparaissaient à des intervalles irréguliers; les plus basses, qui se rapprochaient le plus de la lumière réelle, étaient les plus étendues et les plus brillantes. Quelquefois des objets situés au milieu d'une plaine paraissent doubles, et plusieurs images se forment au-dessus ou au-dessous d'eux : ce phénomène est connu sous le nom de *mirage;* sur la côte septentrionale de l'Allemagne, on le désigne sous le nom de *Kimmung.*

Désignons (pl. V, fig. 4) par O l'œil de l'observateur : la ligne HH' représente l'horizon. Si le rayon OH traversait une couche d'air d'égale densité, on verrait l'objet H à la place qu'il occupe réellement; mais si le temps est calme et la terre fortement échauffée, la température diminue rapidement à partir de la surface du sol, et le changement de densité dans les couches inférieures, qui en est le résultat, change les réfractions. Le rayon H'C passant en C d'une couche d'air plus chaude dans une couche d'air plus froide, et par conséquent plus dense, se rapproche de la verticale : et, comme cet effet a lieu dans chaque couche, il en résulte qu'il décrit la courbe H'CA et n'arrive pas à l'œil ; mais un autre rayon plus bas décrit la courbe HDO, arrive à l'œil, et, l'objet vu en H paraissant renversé, on croirait qu'il se mire dans un liquide transparent. L'illusion est d'autant plus forte, que les rayons partis des points inter-

médiaires entre H et H' n'arrivent pas à l'œil, et il semble qu'il y ait un espace vide dans le voisinage de l'image renversée; espace que l'on est d'autant plus tenté de prendre pour de l'eau, que les courants d'air qui se mêlent font trembler les objets, et simulent une surface agitée par le vent. Si l'air est plus froid à la surface de la mer ou des champs de glace qu'à la hauteur de quelques décimètres au-dessus, l'image renversée est au-dessus de l'objet, et au-dessus de la première image il y en a une seconde qui n'est pas renversée. **Wollaston** indique une expérience bien simple qui réalise le phénomène : l'on choisit un vase cubique à parois bien planes, on y verse d'abord de l'eau, puis de l'acide sulfurique, au moyen d'un entonnoir dont l'extrémité touche le fond du vase. Quand l'expérience est faite avec précaution, l'acide sulfurique occupe le fond du vase, mais ses couches vont en diminuant de densité à mesure qu'elles se rapprochent de la surface de l'eau. Si maintenant l'on place derrière le vase un papier couvert de quelques lettres et que l'œil se trouve sur la même ligne horizontale, on pourra voir l'objet directement et par réfraction.

Le mirage se présente surtout dans des plaines étendues, lorsque le temps est calme et le sol échauffé par le soleil; les plaines de l'Asie et de l'Afrique sont devenues célèbres sous ce rapport : ainsi, pendant l'expédition d'Égypte, l'armée française éprouva souvent de cruelles déceptions. Le sol de la haute Égypte forme une plaine parfaitement horizontale; les villages sont situés sur de petites éminences. Le matin et le soir ils paraissent dans leur situation et à leur distance réelle; mais, quand le sol est fortement échauffé, le pays ressemble à un lac, et les villages paraissent bâtis sur des îles et se reflètent dans l'eau. Quand on approche, le lac disparaît, et le voyageur dévoré par la soif est trompé dans son espoir. Ce phénomène est si commun dans ces contrées, que le Koran désigne par le mot *serab*, qui veut dire mirage, tout ce qui est trompeur. Il dit, par exemple : « Les actions de l'incrédule sont semblables au *serab* de la plaine; celui qui a soif le prend pour de l'eau jusqu'à ce qu'il s'en approche, et trouve que ce n'est rien. » Quoi qu'il soit plus commun en Orient, le mirage existe cependant dans nos plaines beaucoup plus souvent qu'on ne le croit, surtout quand on approche la tête de la surface du sol : je l'ai observé dans les environs de Halle, dans le pays de Magdebourg et sur les bords de la mer Baltique, où je me croyais souvent au milieu d'une grande nappe d'eau.

Si le sol est plus froid que l'air qui est en contact avec lui, alors la température des couches aériennes croît rapidement avec la hauteur, et on voit non-seulement au-dessus de l'objet son image renversée, mais le cercle visuel du spectateur est singulièrement agrandi. **Scoresby** a fait un grand nombre d'observations de ce genre dans les parages du Groënland. Le 19 juin 1822, le soleil était très-chaud, et la côte parut subi-

tement rapprochée de 25 à 35 kilomètres; les différentes éminences étaient tellement relevées, que du pont du navire on les voyait aussi bien qu'auparavant de la hune de misaine. La glace, à l'horizon, prenait des formes singulières, de gros blocs semblaient des colonnes, des glaçons et des champs de glace une chaîne de rochers prismatiques, et, dans beaucoup de points, la glace parut être en l'air à quelques minutes au-dessus de l'horizon. Les navires qui se trouvaient dans le voisinage avaient les formes les plus bizarres; dans quelques-uns la grande voile semblait réduite à rien, tandis que la voile de misaine paraissait quatre fois plus grande qu'elle ne l'est; les huniers semblaient rapetissés. Il y avait encore d'autres apparences bizarres. Au-dessus des huniers, on voyait encore une voile semblable à une voile de perroquet déralinguée; dans d'autres la voile de misaine semblait partagée en deux, en ce que la véritable voile était séparée de son image par un intervalle. Au-dessus de navires éloignés on voyait leur propre image renversée et agrandie; dans quelques cas elle était assez élevée au-dessus du navire, mais alors elle était toujours plus petite que l'original. On vit pendant quelques minutes l'image d'un navire qui lui-même était au-dessous de l'horizon; un navire était même surmonté de deux navires, l'un droit, l'autre renversé. Quelques jours plus plus tard, **Scoresby** vit les mêmes apparences : « Le phénomène le plus curieux, dit-il, c'était de voir l'image renversée et parfaitement nette d'un navire qui se trouvait au-dessous de notre horizon. Nous avions observé des apparences semblables, mais ce qu'il y avait de particulier dans celle-ci, c'était la netteté de l'image et le grand éloignement du navire qu'elle représentait. Ses contours étaient si bien marqués, qu'en regardant cette image à travers une lunette de **Dollond**, je distinguais les détails de la voilure et de la carcasse du navire; je reconnus le navire de mon père, et, quand nous comparâmes nos livres de loch, nous vîmes que nous étions alors à 55 kilomètres l'un de l'autre, savoir, 31 kilomètres au delà de l'horizon réel, et plusieurs myriamètres au delà des limites de la vue distincte. »

Il y a mirage, dans l'acception propre de ce mot, quand nous voyons au-dessous de l'objet son image renversée, et alors l'air est plus chaud dans le voisinage du sol qu'à une certaine hauteur. Ce phénomène témoigne d'un état anomal de l'atmosphère, et le calme, indispensable à sa production, est souvent troublé par des courants ascendants et de violents coups de vent : aussi plusieurs observateurs disent-ils que le mirage est précurseur de la tempête.

DES COURONNES ET DES HALOS EN GÉNÉRAL. — Quand la lumière qui vient des astres tombe sur des vapeurs condensées à l'état vésiculaire ou en particules glacées, alors elle éprouve diverses modifications, et il en résulte des phénomènes connus sous le nom de *couronnes*

et de *halos;* ordinairement on désigne par ces deux noms deux phénomènes fort différents par leur aspect et par leur origine. Quand le ciel est couvert de légers nuages, on voit souvent un cercle coloré où domine le rouge entourer la lune ou le soleil; son diamètre ne comprend que quelques degrés, d'autres fois on observe plusieurs anneaux concentriques du même genre séparés par des intervalles où domine le vert : nous désignerons ces anneaux sous le nom de *couronnes* (*Lichtkranz* ou *Kranz*, all.); quelques auteurs les nomment *petits halos*. Je range aussi parmi les couronnes ce phénomène où l'ombre de l'observateur, tombant sur un nuage, sa tête parait entourée d'une auréole ou de cercles colorés. Dans la description du Rigi, le géographe **Keller** désigne ce phénomène sous le nom de *Nebelbild* (image de brouillard), qu'il porte dans les Alpes. Sur le Brocken on le nomme le spectre du Brocken (*Brockengespenst*) quelquefois on l'appelle *gloire* : nous le nommerons *anthélie* (*Gegensonne*). La seconde classe de ces phénomènes constitue les *halos proprement dits*, qu'on pourrait nommer grands halos; sous ce nom nous comprenons de grands cercles qui entourent le soleil ou la lune, et dont le diamètre comprend près de 44° : ils s'accompagnent de cercles d'un diamètre double, de parhélies (*Nebensonnen*) et d'autres cercles. Ces deux classes de phénomènes ont une origine très-différente : les premiers se forment dans les vapeurs vésiculaires, les autres dans des cristaux de glace.

DES COURONNES. — Quand des nuages légers ou des brouillards passent devant le soleil et affaiblissent ses rayons, la couronne est plus ou moins régulière. Comme on est ordinairement trop ébloui par les rayons du soleil pour distinguer les colorations qui entourent son disque, le phénomène se remarque le plus souvent autour de la lune; pour l'examiner autour du soleil, il faut se servir d'un miroir noirci sur l'une de ses faces : alors la réflexion affaiblit tellement l'éclat des rayons, qu'on peut étudier les couronnes qui entourent le soleil.

Tous les nuages qui ne sont pas trop épais pour que la lumière du soleil puisse les traverser, les *cirrus* et les *cirro-stratus* exceptés, offrent des traces de couronnes; mais la vivacité des couleurs n'est pas toujours la même. Je ne les ai jamais vues si belles que sur les brouillards qui, pendant la nuit, se forment dans les vallées et s'élèvent vers le milieu du jour au sommet des montagnes. Quand des lambeaux de nuages passaient entre le soleil et moi, alors les couleurs avaient une vivacité que je leur ai rarement vue; elles ne sont pas moins belles sur les *cirro-cumulus*, surtout quand ils sont par petites masses d'un blanc éblouissant et dont les bords sont tellement confondus, qu'on a de la peine à suivre leurs contours sur le ciel. Des nuages de même forme dont les bords sont plus frisés, et que je range parmi les *strato-cumulus*, ne donnent lieu qu'à des couronnes incomplètes : on y voit le plus sou-

sent un rouge d'une teinte indécise et mal circonscrite. Dans les vrais *cumulus*, la masse des vésicules est souvent si grande que la lumière ne peut pas les traverser en quantité suffisante pour que le phénomène se produise; mais souvent on aperçoit les couleurs dans de légers flocons qui se détachent du nuage principal et se rapprochent du soleil : ce phénomène n'est donc point rare, car on peut l'observer chaque fois que de légers nuages passent devant le soleil.

Si la couronne est complète, on remarque plusieurs cercles concentriques. Près du soleil ils sont d'un bleu mat, le second cercle est blanc et le troisième rouge, ce qui termine la première série; dans la seconde on voit, en allant toujours dans la direction du centre à la circonférence, du pourpre, du bleu, du vert, du jaune pâle et du rouge: rarement la série est aussi complète. Le plus souvent on observe près du soleil du bleu mêlé de blanc, puis un cercle rouge bien limité en dedans et qui se confond en dehors avec les autres; s'il existe en dehors de celui-ci un second cercle rouge, alors on distingue du vert dans l'intervalle qui les sépare. La distance de ce cercle au centre du soleil varie suivant l'état des nuages et de l'atmosphère; j'ai trouvé depuis 1° jusqu'à 4°.

D'après les consciencieuses recherches de **Fraunhofer**, ces couronnes sont dues à ces modifications de la lumière qui sont connues sous le nom de diffraction; et, quoiqu'il nous soit impossible d'analyser complétement les lois du phénomène sans le secours des mathématiques, je vais tâcher néanmoins de les exposer aussi clairement que possible.

Considérons à travers une fente faite avec un canif dans une feuille de papier bien ferme un point lumineux tel que l'image du soleil ou celle d'une bougie éloignée réfléchie par un verre de montre noirci, ou la boule d'un thermomètre; nous verrons des deux côtés du point lumineux une série d'images colorées. Si, au lieu de la lumière blanche, nous opérons sur un rayon coloré, tel que celui qu'on obtient en la faisant passer à travers un verre coloré, nous obtiendrons une série d'images séparées par des intervalles obscurs; mais, toutes choses étant égales d'ailleurs, l'écartement des rayons rouges sera moindre que celui des rayons bleus. Ce phénomène provient de ce que les ondes continuent leur chemin à travers la fente, mais les bords de celles-ci deviennent le point de départ de nouvelles ondulations qui agissent par interférence, soit entre elles, soit sur les ondes directes, de façon que dans certains points il y a obscurité; sur d'autres, renforcement de la lumière : d'où résulte l'alternance de parties éclairées et de bandes obscures. L'éloignement de ces images du point lumineux dépend de la longueur de l'onde de la lumière employée. Prenons de la lumière blanche, la bande obscure du rayon rouge tombera là où deux rayons bleus s'ajoutent : ce

point paraîtra donc bleu. Le calcul exact de la position de chacune des couleurs isolées donne des intervalles qui s'accordent parfaitement avec l'expérience.

Les phénomènes sont encore plus remarquables si, au lieu d'une seule fente, on en considère plusieurs également larges et équidistantes; l'effet de chacune d'elles est augmenté par les autres. Tracez sur une lame de verre, avec un diamant, plusieurs traits équidistants, puis regardez à travers la flamme d'une bougie : vous verrez autour de la flamme des rayons colorés dont la direction est perpendiculaire à celle des traits. Si l'on avait tracé une série de traits perpendiculaires aux premiers, on aurait obtenu deux systèmes d'images croisées à angle droit; on peut voir ces effets, quoique assez imparfaitement, en regardant une lumière à travers une mousseline très-fine. Si les parties transparentes n'étaient pas, comme ici, en séries parallèles, mais disposées arbitrairement dans l'espace, quoique groupées symétriquement autour d'un point, les images formeraient des cercles dont le centre serait le point lumineux : c'est ce que vit **Fraunhofer** en regardant un point lumineux éloigné à travers un grand nombre de lames minces ou de petites boules de verre d'égal diamètre placées entre des lames de la même substance. Le point lumineux, considéré à travers ces appareils, était entouré d'anneaux colorés; on le voit moins bien en ternissant un verre avec l'haleine et en regardant à travers une lumière éloignée : les différentes parties de la lame ayant une transparence et des propriétés réfringentes différentes, il en résulte une foule de systèmes d'ondes qui agissent les uns sur les autres par interférence, et produisent ainsi différentes couleurs. Quand des vitres n'ont pas été nettoyées depuis longtemps, il se forme une légère couche de poussière et de fumée à leur surface; et, comme ces particules opaques sont à peu près de même grosseur, la flamme d'une bougie considérée à travers cette vitre sera entourée d'une couronne colorée qui sera circulaire, parce que les particules qui infléchissent la lumière sont disposées symétriquement autour d'une ligne idéale qui joindrait la lumière et l'œil. Le phénomène se produit avec la lumière réfléchie aussi bien qu'avec la lumière directe. Si, dans ce dernier cas, nous avions considéré l'image de la flamme d'une bougie réfléchie par une lame de verre ternie par le souffle, nous eussions vu de même autour d'elle une couronne circulaire, de même que sur le verre rayé nous voyons des bandes colorées des deux côtés de l'image réfléchie. L'écartement des images dépend ici, comme dans le cas précédent, de l'écartement des raies.

Si les vésicules du brouillard ne sont pas trop nombreuses et d'un diamètre égal, alors elles agissent sur la lumière du soleil comme la fumée sur une lame de verre; l'astre est entouré d'un cercle lumineux dont le diamètre dépend de celui des vésicules. Ces deux grandeurs sont

si intimement liées entre elles, que la mesure du diamètre des couronnes est le meilleur moyen pour connaître celui des vésicules du brouillard, et c'est ce moyen que nous avons employé pour obtenir les nombres que nous avons donnés, p. 105. Si les vésicules de vapeur dans l'atmosphère n'ont pas la même grandeur, alors, d'après les lois de la diffraction, on ne saurait obtenir des couronnes lumineuses, mais seulement une auréole lumineuse.

Quiconque a étudié ces phénomènes s'est convaincu de leur variabilité. Qu'il me suffise de citer les couleurs irisées des nuages. Quand des nuages blancs, dont les bords sont parallèles à l'horizon et qui ont la forme de *cirro-cumulus*, se trouvent dans le voisinage du soleil, on observe, à l'aide du miroir noirci, les couleurs vives du prisme sous la forme de franges parallèles au bord des nuages, et souvent éloignées du soleil de 10°. Ordinairement ces franges sont vertes au dedans et bordées de deux lignes rouges; elles sont réparties irrégulièrement dans le nuage et à des distances différentes du soleil. Probablement les vésicules ont sur certains points des dimensions fort inégales qui détruisent la symétrie du cercle et annoncent une pluie prochaine.

ANTHÉLIES. — Si le soleil est près de l'horizon et que l'ombre de l'observateur tombe sur de l'herbe, un champ de céréales ou une autre surface couverte de rosée, alors il observe une auréole dont la lueur est vive, surtout dans le voisinage de sa tête, mais qui va en diminuant à partir de ce centre. Cette lueur est due à la réflexion de la lumière par les chaumes mouillés et les gouttes de rosée; elle est plus vive autour de la tête, parce que les chaumes situés dans le voisinage de l'ombre de la tête lui montrent toute leur portion éclairée, tandis que ceux qui sont plus éloignés lui montrent des parties éclairées et d'autres qui ne le sont pas, ce qui diminue leur clarté proportionnellement à leur distance de la tête. Le chaume ayant une forme cylindrique, il en résulte que l'auréole est un peu allongée dans le sens vertical.

L'anthélie vu par **Bouguer** dans les Cordilières, et depuis lui par plusieurs voyageurs dans d'autres contrées, s'explique toujours de cette manière. **Scoresby** l'a surtout décrit avec détail; suivant ses observations, le phénomène se montre dans les régions polaires chaque fois qu'il y a simultanément du brouillard et du soleil. J'ai vérifié ce fait sur les Alpes. Dès que mon ombre était projetée sur un nuage, la tête se montrait entourée d'une auréole lumineuse. Dans les mers polaires, quand une couche de brouillard peu épaisse repose sur la mer et s'élève à la hauteur de 90 à 100 mètres, un observateur placé sur le mât de misaine à 25 ou 30 mètres au-dessus de la mer, aperçoit un ou plusieurs cercles sur le brouillard. Ces cercles sont concentriques, et leur centre commun se trouve sur une ligne droite qui va de l'œil de l'observateur au brouillard, du côté opposé à celui où se trouve le soleil. Le nombre

des cercles varie de un à cinq; ils sont surtout nombreux et bien colorés quand le soleil est très-brillant et le brouillard épais et bas. Le 23 juillet 1821, **Scoresby** vit quatre cercles concentriques autour de sa tête : le premier était blanc ou jaune, rouge et pourpre; le second bleu, vert, jaune, rouge et pourpre; le troisième vert, blanchâtre, jaunâtre, rouge et pourpre; le quatrième verdâtre, blanc et plus foncé sur les bords. Les couleurs du premier et du second étaient très-vives; celles du troisième, visibles seulement par intervalles, étaient très-faibles, et le quatrième n'offrait qu'une légère teinte de vert. Les demi-diamètres de ces cercles avaient les longueurs suivantes : demi-diamètre du n° 4, bord interne, 36° 50′, bord externe, 41° à 42°; demi-diamètre du n° 3, 6° 30′; demi-diamètre du n° 2, 4° 45′; du n° 1, 1° 45′. Le cercle n° 4, auquel **Scoresby** assigue un diamètre de 40° environ, paraît être fort rare; toujours est-il que je ne l'ai vu que deux ou trois fois dans les Alpes, peut-être parce que les nuages étaient trop petits. On doit le considérer comme un arc-en-ciel formé dans de petites gouttelettes, aussi n'en parlerai-je pas ici plus longuement[1].

Bouguer pensait que le phénomène de l'anthélie était dû au passage de la lumière à travers des particules glacées; c'est aussi l'opinion de **de Saussure** et de **Scoresby**; mais **Ramond** fit observer qu'il l'a vu dans les Pyrénées par des températures avec lesquelles on ne pouvait pas supposer qu'il y eût de ces particules dans l'air; il rappelle en même temps une observation faite par M. **Omalius d'Halloy** le 27 août 1807, dans le voisinage de Spa. Mes observations dans les Alpes confirment cette opinion, car j'avais souvent une température de 10° dans le voisinage du brouillard. Tout le phénomène peut se déduire, comme l'a

[1] L'auteur semble ici admettre que le cercle blanc verdâtre ou cercle n° 4 de Scoresby est un arc-en-ciel ordinaire, qui paraît blanc parce que ses couleurs sont très-pâles; mais il est difficile d'être de son avis si l'on a égard aux mesures qui ont été faites du rayon de cet arc. Les observations de Bouguer et Ulloa au Pérou donnent 33° 30′ pour ce rayon; celle de Scoresby, 38° 50′, la moyenne de deux observations de M. Kaemtz, 39° 48′; M. Bravais a trouvé 35° pour une mesure faite à Bell-Sound (Spitzberg), et 38° 54′ d'après la moyenne de cinq mesures faites sur le Faulhorn en 1841. La moyenne générale de ces cinq nombres est 37° 12′. Cet angle est trop différent de l'angle 41° 30′, qui représente le rayon moyen de l'arc-en-ciel ordinaire, pour que le cercle puisse être considéré comme un véritable arc-en-ciel.

Scoresby a remarqué que ce cercle offrait une légère teinte verdâtre. Dans les trois apparitions qui se sont offertes à M. Bravais, il n'a rien pu voir de pareil; mais seulement une fois il a cru distinguer une très-faible teinte rougeâtre dans la partie la plus extérieure du cercle.

La cause de ce phénomène n'est pas encore bien connue. Le nuage sur lequel il se produit est-il formé d'eau liquide ou de particules glacées? La première de ces deux opinions est la plus probable. Il est remarquable que ce nuage est le plus souvent situé très-près de l'observateur, et quelquefois à un petit nombre de mètres de distance. Le cercle dont il s'agit ici porte quelquefois le nom de *cercle d'Ulloa* ou *arc-en-ciel blanc*. M.

très-bien dit **Fraunhofer**, de la diffraction de la lumière; cette théorie est confirmée par les observations dans lesquelles j'ai vu d'abord une couronne lorsque le nuage était entre moi et le soleil, puis un anthélie lorsqu'il s'était porté dans une direction opposée à celle de l'astre. La lumière est réfléchie plus fortement dans le voisinage de la tête par les vésicules du brouillard comme par les brins d'herbe; car nous recevons alors la lumière qui nous est renvoyée par la face antérieure et la face postérieure : ainsi donc l'éclat de la lumière doit aller en diminuant à partir de ce centre. Quand ces rayons réfléchis passent, avant d'arriver à l'œil, par d'autres vésicules, alors ils sont aussi diffractés, et il en résulte des anneaux colorés.

HALOS. — Ces phénomènes optiques sont si compliqués, qu'il est difficile même de les décrire; peu d'observateurs les ont vus complétement, et pendant l'observation même leurs apparences changent souvent. Je vais rapporter ici la description que **Lowitz** a donnée de celui qu'il a observé à Pétersbourg le 29 juin 1790. Pendant longtemps on n'a point eu d'autre description exacte; mais, le 12 mai 1824, **Hoff** et **Kries**, à Gotha, en décrivirent un second fort complet, et le 27 mars 1826 **Schult, Hansteen** et **Segelke** virent des phénomènes semblables en Norvége.

A Pétersbourg l'air était chargé de brume, et le phénomène persista depuis 7 heures 30 minutes jusqu'à midi 30 minutes sans avoir toujours la même intensité. Voici quelles étaient les parties principales, pl. V, fig. 3 : 1° un anneau de 22° de diamètre dont le soleil *a* occupait le centre; il était coloré en rouge au dedans et d'un bleu pâle à l'extérieur. C'est ordinairement un cercle unique. **Lowitz** a vu à sa place deux cercles *c d b e* qui se coupaient en haut et en bas; en Norvége on en a vu trois. Suivant **Æpinus**, qui considère ces cercles comme des ellipses, ils seraient assez communs.

2° Un cercle *z z z* dont le soleil est le centre et qui est aussi coloré. En général il offre des couleurs plus tranchées que le premier; son diamètre est le double environ.

3° Un cercle horizontal blanc *a b z g h f c* passant par le soleil et faisant le tour de l'horizon.

4° Il y avait sur ce cercle cinq parhélies, deux *x* et *y* un peu au delà du petit cercle; ordinairement ils se trouvent au point d'intersection de ce cercle vertical avec l'horizontal. Ils paraissaient colorés et leur côté rouge était tourné vers le soleil; ils avaient des prolongements brillants qui s'étendaient suivant *xz* et *yz* sur le cercle horizontal; les arcs colorés *xi* et *yk* qui en partaient n'ont jamais été revus par personne.

5° Le troisième parhélie *h* était placé sur le grand cercle horizontal en face du soleil; il était d'un blanc pâle.

6° Les quatrième et cinquième parhélies *f* et *g* étaient également

blancs : tous les observateurs sont d'accord là-dessus. On les voit plus rarement; ils paraissent exister aux points d'intersection d'un cercle d'environ 90° de rayon, dont le soleil est le centre avec le cercle horizontal.

7° En haut, en *d*, le cercle intérieur brillait d'un tel éclat, que l'œil avait de la peine à le soutenir. Verticalement au-dessus du soleil, le cercle intérieur est aussi plus lumineux, et l'on y observe souvent un arc convexe vers le soleil.

8° **Lowitz** vit un arc semblable en *r e f* à la partie inférieure de ce cercle; il était fort large et très-brillant, mais d'un demi-diamètre moindre que celui de chacun des autres.

9° Au point culminant *z* du grand cercle vertical, il vit l'arc *p z q* qui était convexe vers le soleil; il était aussi vivement coloré que le cercle *z z z*. Il est toujours placé verticalement au-dessus du soleil, et à la même distance que la circonférence *z z z*.

10° **Lowitz** vit en outre deux arcs *h l a* et *h m a* qui passaient par le parhélie *h*, et qu'il a figurés passant aussi par *d*, le point culminant du cercle intérieur; ils étaient blancs et si pâles, que plusieurs personnes ne purent pas les distinguer. **Lowitz** dit qu'ils se coupaient dans la région brillante près de *d;* mais, comme **Schult** les fait passer par le soleil, **Branpes** pense que cet astre est leur vrai point d'intersection, mais qu'on a de la peine à les suivre jusqu'à lui. Ces deux arcs se voient rarement; néanmoins d'autres observateurs les ont signalés et disent qu'ils se coupent sous un angle de 60°.

11° Enfin **Lowitz** a vu deux autres cercles, *tt'* et *vv'*, tangents au grand cercle vertical; leurs points de tangence *oo* étaient distants d'environ 60°, leur largeur et leur coloration étaient celles de l'arc-en-ciel : ils sont aussi fort rares [1].

Les halos lunaires et solaires sont moins rares qu'on ne le pense; il en est souvent question dans les feuilles publiques, où des observateurs

[1] La planche du frontispice représente un halo solaire observé à Piteo en Suède par M. Bravais et moi le 4 octobre 1839. Quoique ce halo soit loin d'être aussi complet que celui figuré par l'auteur (pl. V, fig. 3), il reproduit cependant les apparences qui se présentent le moins rarement, avec la disposition des couleurs propres aux diverses parties du phénomène.

La hauteur du soleil a varié de 15° à 20° pendant l'observation; mais, pour ne pas agrandir inutilement le cadre de la figure, on a, dans le dessin, considérablement diminué cette hauteur.

La projection du phénomène est faite sur un plan vertical perpendiculaire au plan vertical qui contient le soleil et l'observateur; cette circonstance explique pourquoi les différents cercles offrent des formes elliptiques ou d'hyperboles évasées.

L'arc tangent au halo de 47°, *arc circumzénithal externe*, était très-brillant pendant notre observation, et les diverses teintes des spectres solaires s'y discernaient aussi nettement que dans un arc-en-ciel ordinaire. Cet arc s'étendait considérablement soit à droite, soit à gauche. En joignant idéalement ses deux extrémités avec le zé-

peu instruits les décrivent sous le nom d'arcs-en-ciel. Nous verrons plus tard que l'origine de l'arc-en-ciel et sa position relativement au soleil est bien différente de celle des halos. Les halos, en effet, existent ordinairement entre l'observateur et le soleil; l'arc-en-ciel, au contraire, se forme dans la partie du ciel opposée au soleil, auquel l'observateur tourne le dos. Souvent il n'y a que des portions de halo qu'on ne peut apercevoir qu'à l'aide du miroir noirci, et non pas en les regardant directement.

Les halos lunaires se montrent quand les étoiles sont peu brillantes; pendant le jour le ciel a un aspect mat et l'horizon est blanc : l'apparence du ciel est donc celle qui accompagne les couronnes. La disposition des nuages n'est pas la même dans les deux cas. Les couronnes se montrent au milieu des *cumulus*, les halos dans les *cirrus;* il n'est aucun de ces nuages qui n'en offre des traces, et, quoique les opinions de différents observateurs diffèrent entre elles, tout ce que j'ai vu m'a convaincu de l'exactitude de la mienne.

Quelques auteurs assurent avoir vu en même temps des halos et des couronnes autour du soleil ou de la lune; mais, d'après mes observations, cette coexistence est bien rare, et même alors, en tenant compte de toutes les circonstances, on trouve que les couronnes se forment dans des *cumulus* qui flottent dans les régions inférieures de l'atmosphère,

nith du lieu, on formait un secteur d'environ 90°; c'était l'*amplitude azimuthale* de cet arc. Du reste, il paraissait horizontal à l'œil.

Ce résultat est conforme avec la théorie que M. Galle a donnée de ces arcs circumzénithaux (*Berührungsbogen*), dans les *Annales de Poggendorff*, t. XLIX, p. 261-272.

On remarque que les deux parhélies en face du soleil étaient placés un peu en dehors du halo ordinaire, ce qui est pareillement conforme à l'explication théorique qu'en ont donnée les météorologistes.

Le phénomène a duré depuis 9 heures du matin jusqu'à 3 heures du soir.

Vers 2 heures j'ai observé sur le cercle horizontal deux nouveaux parhélies situés à environ 45° du soleil. Ils ne furent visibles que pendant quelques instants sur un groupe de *cumulus* blancs, et disparurent avec la disposition des nuages qui les rendait visibles.

La planche du frontispice représente, en allant de haut en bas :

1° L'arc circumzénithal externe présentant les teintes du spectre; il correspond à l'arc *p z q* (pl. V, fig. 3);

2° Le halo extraordinaire ou cercle vertical extérieur de 47°, correspondant à l'arc *z z z;*

3° Un arc tangent au halo ordinaire ou cercle intérieur, qui, dans la fig. 3, serait tangent en *d;*

4° Le halo ordinaire ou cercle vertical intérieur de 22° de rayon, remplacé dans la fig. 3 par deux circonférences *d c e* et *d b e*, qui se coupent en *d* et en *e;*

5° Le soleil placé au centre du halo ordinaire et supposé en *a* dans la fig. 3;

6° Le cercle horizontal ou parhélique, passant par le soleil et correspondant au cercle *a z f h g z a* de la fig. 3;

7° Les deux parhélies placés un peu en dehors des points d'intersection du halo ordinaire et du cercle horizontal correspondants aux points *x* et *y* de la fig. 3. M.

et sont souvent si ténus, qu'on ne les voit qu'en regardant le ciel avec beaucoup d'attention : ainsi donc ces deux phénomènes sont distincts. En outre, dans les couronnes le rouge est plus éloigné du soleil que le bleu; c'est le contraire dans les halos : nous sommes forcés d'en conclure que les halos sont un effet de réfraction. **Mariotte** avait admis que la lumière se réfractait dans de petits cristaux de neige; toutes les observations faites depuis lui ont donné à cette opinion le plus haut degré de probabilité. Non-seulement les dimensions des halos sont précisément celles que donne le calcul quand on part de cette hypothèse, mais encore on peut s'en assurer directement en hiver. Dans cette saison, quand de petits cristaux transparents flottent dans l'atmosphère, ils paraissent souvent teints des couleurs du prisme; si on mesure leur distance du soleil, on trouve qu'elle est la même que celle des halos. Toutes considérations mathématiques étant exclues de cet ouvrage, je renvoie à mon *Traité de météorologie*.

Brandes, qui a fait sur les halos les recherches les plus assidues, et dans lesquelles il développe les idées de **Venturi** et de **Fraunhofer**, divise en trois catégories les cercles qu'il a vus pendant un halo : 1° cercles dont le soleil occupe le centre; 2° cercles qui passent par le soleil; 3° arcs tangents aux cercles de la première classe.

DES CERCLES DONT LE SOLEIL OCCUPE LE CENTRE. — Étudions d'abord les cercles de la première classe. Quand un rayon de soleil est réfracté par un prisme immobile, les rayons incidents et réfractés font entre eux un angle qui dépend de la substance, de l'angle du prisme, et aussi de celui sous lequel le rayon est incident; si l'angle d'incidence varie, celui du rayon réfracté varie avec lui. Toutefois le calcul et l'expérience prouvent qu'il y a une position du prisme dans laquelle l'angle d'incidence peut varier sans que la direction du rayon réfracté soit sensiblement changée. Prenez un prisme de verre et présentez-le au rayon de soleil incident de telle façon que le rayon réfracté s'écarte autant que possible du rayon incident; tournez lentement le prisme autour de son axe en mesurant l'angle de rotation; la direction du rayon réfracté s'écarte toujours plus de celle du rayon incident, et ce changement est assez rapide. Mais, si l'on continue à tourner le prisme, il finit par prendre une position telle, qu'on peut tourner ce prisme de plusieurs degrés sans que la direction du rayon réfracté change sensiblement. Dans cette position, le rayon incident et le rayon réfracté font entre eux le plus petit angle possible; c'est la position du *minimum* de déviation. Ce *minimum* de déviation est important à considérer dans ces recherches et dans les suivantes.

Imaginons maintenant une série de prismes identiques placés les uns au-dessus des autres, de façon que leurs axes soient sur une même ligne droite, mais que sur l'inférieur le rayon incident coïncide avec la verti-

cale, tandis que dans le second il s'en écarte de 1°, dans le troisième de 2°, etc.; on verra sur une surface blanche placée derrière ces prismes une série de spectres dont la distance horizontale va toujours en augmentant de bas en haut, de manière qu'elle est à peine sensible pour le plus bas dans le voisinage du *minimum* de déviation. Si les axes de ces prismes n'étaient point en ligne droite, mais inclinés de façon que tous les spectres coïncidassent avec une ligne horizontale, quelques-uns se recouvriraient et formeraient de la lumière blanche : on verrait donc dans ce point une bande de lumière blanche. C'est seulement dans le voisinage du *minimum* de déviation que ces spectres ne se recouvriraient pas complétement; il y a plus : les mêmes couleurs de différents spectres coïncideraient, et il en résulterait un prisme unique très-coloré où le rouge est surtout très-intense; parce que le rouge de l'extrémité du spectre est moins mêlé de teintes étrangères que le bleu, qui reçoit quelques rayons rouges des prismes fortement réfringents et forme du blanc. Dans l'intervalle entre ce rouge et l'espace où tombe la lumière directe du soleil, il n'y a que de la lumière diffuse, et cet intervalle paraîtra obscur.

Au lieu d'une seule série de prismes disposés verticalement les uns au-dessus des autres, imaginons-en un grand nombre diversement inclinées sur l'horizon; chacune reproduira le même phénomène : seulement les spectres ne se recouvriront pas uniquement dans le sens horizontal, mais sur une ligne dont l'inclinaison dépend de celle des prismes. Si le nombre de ces séries est très-grand, il en résultera à la fin un cercle lumineux où la couleur rouge sera en dedans, et où le bleu fort pâle passera au blanc clair. Ce cercle ne se produit que parce qu'un grand nombre de spectres sont placés l'un à côté de l'autre tout autour du soleil, et forment un tout continu, comme la voie lactée et les nébuleuses, qui sont aussi composées de points isolés. L'expérience suivante, toute simple qu'elle est, fait comprendre le mode de formation de ce cercle, dont le centre est un point lumineux. Prenez une lame de verre de 2 à 4 centimètres carrés et enduisez-la d'un côté d'une solution d'alun : si la lame est placée horizontalement et que la solution soit uniformément répandue, on trouvera après évaporation des cristaux d'alun dont les faces latérales auront la même inclinaison sur la surface de la lame. Si, à travers cette lame, on regarde un point lumineux éloigné, les faces homologues des cristaux réfléchissant la lumière dans la même direction, on voit une série de points, offrant les couleurs du prisme, qui sont disposés en cercles concentriques ou qui se réunissent en cercles et en arcs continus si les cristaux sont fort nombreux. Quand l'évaporation se fait rapidement, les cristaux sont plus petits et le cercle mieux marqué; on peut encore fixer la lame de verre à l'extrémité d'un tube de carton noirci intérieurement et ter-

miné à l'autre extrémité par un cercle dont le centre est percé d'un trou circulaire.

De petits cristaux de glace flottant dans l'atmosphère réfractent aussi la lumière. Nous avons vu que les flocons de neige peuvent se ramener à des prismes dont les surfaces font entre elles des angles de 60 degrés[1]. Si un prisme de ce genre tourne sur lui-même dans l'atmosphère, il en part continuellement des rayons qui arrivent à notre œil pour disparaître immédiatement après; mais il est évident que le rayon frappera l'œil le plus longtemps possible quand sa déviation atteindra son *minimum*. Si le nombre de ces prismes est très-grand, alors il arrivera que nous recevrons en même temps les rayons réfractés par un prisme au moment où ceux de l'autre disparaissent, de façon que l'impression sur notre œil sera permanente, quoique les rayons ne lui soient pas envoyés par les mêmes cristaux. Dans la position du *minimum* de déviation, on verra autour du soleil et de la lune un cercle brillant, rouge en dedans et d'un bleu pâle ou d'un blanc éclatant qui se confond avec l'azur du ciel en dehors. Comme un grand nombre des prismes qui entourent le soleil renvoient leurs spectres vers l'anneau coloré ou encore plus loin, nous ne recevons de cet espace que la lumière réfléchie par les particules aériennes ou les faces des prismes, et il en résulte que cet espace est plus sombre que celui qui se trouve en dehors du cercle.

L'expérience confirme toutes ces données de la théorie. Si on considère attentivement un halo, on verra que le bord interne se distingue par une couleur sombre mal définie qui souvent est grisâtre et d'autant plus marquée que le halo est plus brillant; si nous cherchons la distance qui sépare le milieu du rouge du centre du soleil, nous trouverons entre 21° 50′ et 22°. En calculant cette distance d'après le pouvoir réfringent bien connu de la glace, nous trouvons exactement la même distance, et le calcul montre aussi que la lumière doit être très-vive dans la position du *minimum* de déviation. En faisant tourner un prisme équilatéral autour de son axe de manière que l'angle d'incidence croisse cha-

[1] Les prismes que forme l'eau en se congelant ne sont pas triangulaires, mais hexagonaux; ainsi deux faces contiguës sont inclinées l'une sur l'autre non de 60° mais de 120°. Un angle dièdre aussi ouvert ne peut laisser passer aucun rayon de lumière; le rayon, après avoir traversé la première face, s'il atteint la seconde, y éprouve une réflexion totale qui le renvoie dans l'intérieur du cristal.

Il n'en est plus de même si l'on considère deux faces séparées entre elles par une face intermédiaire; ces deux faces, idéalement prolongées, vont se couper en dehors du prisme, sous un angle de 60°; ce sont les combinaisons binaires de faces ainsi placées qui dévient les rayons du soleil et produisent le halo.

On se rend facilement compte de cette disposition en considérant le prisme comme étant le résultat de l'emboîtement de deux prismes triangulaires alternants quant à la position de leurs sommets, et placés comme le montre la partie centrale de la fig. 15 de la planche IV. B.

que fois d'un degré, nous ne trouvons que 120 positions possibles, et parmi celles-ci 20 seulement, par conséquent $\frac{1}{6}$ du nombre total, qui soient telles que la lumière subisse le *minimum* de déviation ou ne s'en écarte que de 40'.

L'explication du second cercle (halo extraordinaire) dont le bord rouge est également tourné vers le soleil et en est distant de 45°, offre plus de difficultés. **Brandes** croit qu'il y a peut-être réfraction dans deux prismes situés l'un derrière l'autre; **Fraunhofer** et **Schmidt** supposent que les prismes de glace à 6 pans se terminent par des pyramides à base hexagonale dont les faces sont inclinées entre elles de 90°, et que le second cercle est un effet de la réfraction de la lumière dans ces pyramides. Mais l'intensité lumineuse de ce cercle sera toujours moindre que celle du premier, et il en résulte aussi qu'on le voit bien moins souvent[1].

Le troisième cercle est encore plus rare; on n'en possède d'observation complète que celle de **Hevel**. Il est distant du soleil de 90°, et le violet est plus rapproché du soleil que le rouge : ce qui le distingue des deux autres au premier aspect. Ici le rayon tombe sur le prisme de façon que la surface postérieure le réfléchit complétement et le réfracte après cette réflexion totale, comme nous le verrons plus bas pour l'arc-en-ciel.

CERCLES QUI PASSENT PAR LE SOLEIL. — Lorsque le soleil est près de l'horizon, une portion de cercle vertical peut s'élever au-dessus de l'astre sous la forme d'une colonne. Le 8 juin 1824, on vit des apparences de ce genre dans plusieurs parties de l'Allemagne. A Dohna, près de Dresde, à 8 heures du soir, au moment où le soleil venait de disparaître derrière les montagnes, **Lohrmann** vit une bande lumineuse perpendiculaire à l'arc crépusculaire et semblable à la queue

[1] Tout le monde est d'accord sur l'explication du halo de 22° de rayon; mais il n'en est pas de même pour le halo extraordinaire de 46° à 47° de rayon.

Cependant des deux hypothèses rivales, il paraît aujourd'hui que la première (celle de Brandes) doit être rejetée; car, d'après cette hypothèse, le rayon du halo extraordinaire serait exactement double du rayon du halo ordinaire, et aurait pour valeur 43° à 44°; cette valeur est décidément trop faible pour représenter l'observation.

Reste donc l'hypothèse qui explique le halo extraordinaire par une réfraction au travers d'un angle dièdre dont les faces sont inclinées de 90° l'une sur l'autre. M. Galle a fait remarquer avec raison qu'il n'était pas nécessaire de recourir aux six faces additionnelles par lesquelles Fraunhofer termine chaque extrémité de ses prismes hexagonaux, de manière que ceux-ci finissent par des pyramides sexangulaires; il suffit de clore le prisme par deux faces perpendiculaires à l'axe de ce prisme, qui devient ainsi un prisme droit hexagonal; cette manière de voir est tout à fait conforme à ce que l'on sait de la cristallisation du givre ou de la neige (comme le prouvent les fig. 3, 28, 29, 30, etc., de la planche IV). Chaque base du prisme, en se raccordant avec chacune des six faces latérales, forme six angles dièdres de 90° d'ouverture, et c'est au travers de ces angles dièdres que s'effectue, pour des positions convenables des prismes, le brisement de lumière qui donne naissance au halo extraordinaire. B.

d'une comète; cette colonne avait 30° de haut et 1° de large. A mesure que l'obscurité arrivait, l'éclat de la colonne allait en augmentant; en même temps la colonne s'arrondissait à son extrémité supérieure et se raccourcissait très-rapidement; de légers nuages vaporeux flottèrent devant la colonne jusqu'à ce qu'elle disparût : c'étaient probablement des *cirrus*. Le même phénomène se reproduisit le lendemain au lever du soleil; on l'a souvent observé depuis. Il est plus rare de voir une bande au-dessous du soleil ou de la lune, plus rarement encore un arc horizontal passe par le soleil de manière que cet axe se trouve au milieu d'une croix. **Roth** a vu ce phénomène d'une manière très-nette le 2 janvier 1586 à Cassel. Avant que le soleil parût, une colonne lumineuse verticale, d'un diamètre égal à celui de l'astre, brillait à l'endroit où il devait se lever; elle ressemblait à une flamme brillante, seulement son éclat était uniforme dans toute sa hauteur. Bientôt on vit apparaître une image du soleil tellement brillante, qu'on la prit pour le soleil lui-même; à peine ce parhélie eut-il quitté l'horizon que le soleil se leva immédiatement au-dessous, suivi d'une répétition de la colonne supérieure. Cette colonne, avec ses trois soleils, resta toujours verticale; les trois soleils étaient parfaitement semblables, seulement le véritable avait plus d'éclat. Le phénomène dura environ une heure, après quoi un nuage le déroba aux yeux des observateurs.

Dans mon *Traité de météorologie*, j'ai dit que de petits flocons de neige pouvaient se réunir par leurs extrémités et former des filaments parallèles. Ces filaments dispersent la lumière de la même façon qu'une lame de verre recouverte d'un corps gras, qu'on frotte toujours dans le même sens avec la paume de la main, se couvre de stries parallèles qui dispersent la lumière et engendrent un faisceau lumineux perpendiculaire au plan des stries. Ce qui confirme cette idée analogique, c'est que j'ai vu ces colonnes chaque fois qu'il existait dans l'atmosphère des filaments de *cirrus* dans le voisinage du soleil. Toutefois une observation, qui date du 23 janvier 1838, montre que cette idée est inexacte et nous conduit à expliquer tout le phénomène, avec **Brandes**, par la réflexion des cristaux de neige. Pendant plusieurs heures, j'aperçus au-dessus du soleil une colonne lumineuse verticale d'environ 10° de hauteur. Le soleil étant à 6° au-dessus de l'horizon et à 1° au-dessus des édifices qui me dérobaient sa vue, je vis au-dessous du soleil une colonne analogue; mais ce qu'il y a de plus remarquable, c'est que cette colonne se continuait sur le sol depuis le soleil jusqu'à moi; l'air était pur et la température variait pendant toute la durée du phénomène entre — 19°,6 (8 heures) et — 10°,2 (midi). Beaucoup de particules glacées flottaient en l'air, et entre le soleil et moi j'aperçus un grand nombre de points lumineux sur un espace dont le diamètre était un peu plus grand que celui du soleil; ces points brillants apparaissaient, puis disparaissaient subitement,

et le plus petit nombre se montrait sous la forme de lignes lumineuses qui, poussées par un faible vent d'ouest, traversaient la bande dans toute sa largeur. Si les flocons avaient été plus nombreux, ou ma station plus élevée pour pouvoir apercevoir un plus grand nombre de points au-dessous de moi, j'aurais vu sans doute une masse lumineuse continue, et je n'y aurais pas aperçu le mouvement des points isolés. Toutes ces lignes brillantes étaient blanches, rarement j'y ai remarqué des points colorés. La plus courte distance des points scintillants était de 3 décimètres au plus, car devant la fenêtre où j'observais il y avait une balustrade dont les barreaux, éloignés l'un de l'autre d'un mètre, me servaient de terme de comparaison pendant que les points lumineux passaient devant eux. Le phénomène persista jusqu'à midi; mais, plusieurs heures après, je vis des points brillants isolés placés verticalement au-dessous du soleil. Il n'y a point ici de phénomènes de diffraction, mais seulement des effets de réflexion. Tous les flocons de neige isolés que j'examinai se composaient de petites lames hexaédriques, dont les plus grandes, du diamètre d'une tête d'épingle, étaient fort brillantes. Plusieurs cristaux passèrent près de moi sans réfléchir la lumière, parce qu'ils n'étaient pas dans une position favorable. Peu de temps après le lever du soleil, j'aperçus une portion du cercle de 22° de rayon dans l'est, et je vis des points lumineux entre mon œil et des objets terrestres situés dans la direction indiquée par le raisonnement.

Outre ce cercle vertical on en observe souvent un autre, appelé *cercle parhélique* (voy. pl. V. fig. 3, $a\ y\ g\ h\ f\ x$, et la figure du frontispice), qui fait tout le tour de l'horizon, auquel il est parallèle ou presque parallèle; ce cercle est un effet de la réflexion de cristaux de neige dont les surfaces réfléchissantes sont presque verticales, comme **Huygens** l'avait supposé, tandis que **Fraunhofer** et **Schmidt** déduisent le phénomène de la diffraction de la lumière.

Brandes explique de la même manière les cercles $h\ l\ a$ et $h\ m\ a$ (pl. V, fig. 3); il pense qu'ils sont engendrés par la réflexion des prismes, qui font avec la verticale un angle de 60°.

PARHÉLIES (*Nebensonnen*). — Ils existent toujours dans le point où deux cercles se coupent; et par conséquent où il y a deux causes productrices de la lumière : c'est surtout au point d'entre-croisement du cercle vertical et du cercle horizontal; et on les observe même lorsqu'il n'y a plus aucune trace de chacun d'eux (pl. V, fig. 3, $x\ y$, et la planche du frontispice). Ils ont les couleurs du cercle intérieur et souvent un prolongement en forme de queue, dont la direction coïncide avec celle du cercle horizontal. Des mesures exactes prouvent que les parhélies ne se trouvent pas exactement au point d'intersection des deux cercles, mais qu'ils sont un peu plus éloignés du soleil. **Venturi** explique cette circonstance en disant que la réfraction dans les prismes ver-

ticaux ne se fait pas exactement dans un plan perpendiculaire aux arêtes: et, si l'on développe cette idée par l'analyse, on voit que le parhélie doit s'éloigner d'autant plus du soleil que celui-ci s'élève davantage au-dessus de l'horizon : non-seulement l'expérience le démontre d'une manière générale, mais la différence entre les valeurs observées et celles que donne le calcul sont si petites, qu'on peut considérer cette opinion comme parfaitement exacte[1].

[1] Concevons un grand nombre de prismes de glace dont l'axe soit vertical et dont l'angle dièdre soit de 60°. L'angle dièdre pourra se présenter par rapport au soleil d'une infinité de manières différentes. L'une d'elles est remarquable : c'est celle où le rayon, en traversant l'intérieur du cristal, est perpendiculaire à la ligne horizontale qui divise cet angle dièdre en deux parties égales. La déviation totale, somme des déviations d'entrée et de sortie, est alors le plus petite possible, et, à cause du *minimum*, le rayon émergent change à peine de lieu si l'on fait tourner l'angle dièdre autour de son arête verticale, comme charnière, d'un nombre considérable de degrés, soit dans un sens, soit dans un autre. Il se trouve donc alors, comme dans la théorie de l'arc-en-ciel et celle des halos, un grand nombre de rayons sortant tous dans la même direction, et, selon la locution consacrée, ces rayons sortent *efficaces :* de là la production d'un parhélie. La branche médiane de la route brisée du rayon lumineux à déviation *minimum* est placée symétriquement par rapport aux faces verticales d'entrée et de sortie : ainsi, quelle que soit la hauteur angulaire du rayon immergent par rapport à l'horizon, celle du rayon émergent doit être la même; le parhélie sera donc aussi élevé au-dessus de l'horizon que l'est lui-même le véritable soleil. Quant à l'amplitude de la déviation, il est facile de voir qu'elle est d'autant plus grande que l'astre est plus élevé; car l'incidence de ses rayons sur les faces verticales du prisme devient, par ce fait seul, de plus en plus oblique, ce qui détermine une augmentation de plus en plus croissante dans les angles de déviation Si le soleil est à l'horizon, et si le rayon traverse le prisme perpendiculairement au plan vertical qui *bissèque* son angle dièdre, la déviation atteint son *minimum* absolu d'environ 22°, et le parhélie se trouve alors à l'intersection du *halo ordinaire* et du cercle horizontal qui passe par le soleil. Dans tout autre cas, le parhélie s'écarte en dehors du halo ordinaire, et cet écart latéral croit avec l'altitude de l'astre, comme le montrent les nombres suivants :

Hauteur de l'astre sur l'horizon	Écart latéral du parhélie
0°	0° 0'
10	0 18
20	1 13
30	3 2
40	5 46

La même voie nous mènera, sans le secours du calcul, à l'explication de l'arc circumzénithal tangent au halo ordinaire ou de 22°. Pour fixer les idées, nous supposerons que le soleil soit dans le méridien.

Couchons tous nos prismes verticaux de telle sorte que les axes de ces prismes, en conservant leur parallélisme, deviennent maintenant tous horizontaux, et dirigeons-les d'abord de telle sorte que ces axes soient parallèles à la ligne est-ouest, et, par conséquent, perpendiculaires au méridien. Tout système de cristaux à axes parallèles doit donner naissance à deux parhélies, comme nous venons de le voir. Pour découvrir comment ils seront situés, il suffit de faire tourner le soleil et les prismes tout d'une pièce autour de la méridienne de l'observateur, d'un angle de 90°; les cristaux deviennent verticaux, le plan du méridien devient l'horizon; la position des deux parhélies est aussitôt connue d'après les règles données au commencement de cette note. Redressons maintenant tout le système, et ramenons-le à sa première position;

CERCLES TANGENTS (voy. pl. V, *p z q*, et la planche du frontispice). — **Brandes** les explique par des prismes flottant horizontalement, mais il est impossible de se rendre compte du phénomène sans le secours du calcul : c'est pourquoi je le passe entièrement sous silence.

ÉTAT DE L'ATMOSPHÈRE PENDANT LES HALOS. — Dans le monde ni même dans certains livres scientifiques l'on ne distingue pas suffisamment les couronnes des halos; il est donc difficile de savoir si leur apparition se lie à certaines modifications dans l'état de l'atmosphère. Cependant la plupart des observations se rapportent à de vrais halos, et l'on dit que les uns et les autres annoncent la pluie, surtout quand ils se montrent autour de la lune, où on les observe plus souvent

il est visible qu'un des parhélies sera situé à 22° au-dessus du soleil, et le second à 22° degrés au-dessous. On voit donc que le cas actuel ne diffère du cas précédent que parce que le plan du méridien joue le rôle qne jouait naguère le plan de l'horizon.

Considérons un second système de prismes dont les axes, parallèles entre eux, soient dirigés de l'E. 1° S. à l'O. 1° N.; le plan vertical passant par l'observatenr et perpendiculaire à ces prismes aura pour azimuth le S. 1° O.; le soleil, toujours au méridien, sera donc à gauche de ce plan. Effectuons un rabattement analogue à celui du cas précédent, et faisons tout tourner autour de la ligne horizontalo dont l'azimuth est le S. 1° O.; le plan vertical S. 1° O., après le rabattement, est confondu avec l'horizon; le *cercle parhélique* est donc un petit cercle de la sphère passant par le soleil et parallèle à ce grand cercle vertical. Le parhélie correspondant sera placé sur ce petit cercle à une distance angulaire un peu plus grande que 22°, l'excès de distance étant d'autant plns grand qne la distance du soleil au vertical S. 1° O. est plus grande elle-même.

Le système des prismes perpendiculaires au plan vertical dont l'azimuth est le S. 2° O. donnerait aussi deux parhélies, l'un supérieur, l'autre inférieur, extérieurs tous deux au halo; et, comme la distance augulaire du soleil à ces différents cercles vertieaux, sud, S. 1° O., S. 2° O.,... va saus eesse en croissant, l'écart des parhélies correspondants hors du halo ordinaire s'accroît simultanément. Si donc nous considérons maintenant la sério formée par tous ces parhélies, nous verrons facilement qu'ils forment deux courbes distinctes qui touchent le halo ordinaire l'une à son point de culmination, l'autre à son point le plus bas, et que ces conrbes sont extérieures à ces halos. Ces deux courbes sont les arcs tangents circumzénithaux du halo ordinaire, et, de la sorte, elles se trouvent complétement expliquées. Quant à la prédominance des prismes à axes horizontaux, elles résultent très-probablement de ce que ces prismes étant peu allongés relativement aux dimensions de leurs bases et formant une sorte de lame hexaèdre, doivent tomber dans l'air en présentant le tranchant.

L'arc tangent au halo extraordinaire ne peut s'expliquer de la sorte. Cet arc résulte, pour M. Galle, de la réfraction des rayons dans des cristaux dont l'axe est vertical; les rayons, après avoir pénétré par l'une des six faces verticales, ressortent en traversant l'hexagone qui forme la base inférieure du cristal. Pour l'explication complète du phénomène, il faut admettre, en outre, que ces prismes éprouvent de petits balancements autour de la verticale. L'éclat de cet arc varie avec la hauteur du soleil, et l'époque la plus brillante de l'apparition est, d'après M. Galle, celle où l'élévation de l'astre est de 21° 57'. Les rayons traversent alors les prismes dans des conditions qui réalisent sa déviation *minimum*, et la lumière émergente est *efficace*.

Brandes a interprété différemment l'origine de cet arc circumzénithal; mais sa théorie s'accorde moins bien avec l'observation. B.

qu'autour du soleil; mais, comme on peut observer des couronnes chaque fois qu'il y a des nuages au ciel, ils perdent toute signification. C'est seulement quand le diamètre de la couronne diminue sensiblement en peu de temps, c'est-à-dire lorsque la grosseur des vésicules de brouillard augmente rapidement, qu'on doit s'attendre à une pluie prochaine.

Il en est autrement des vrais halos; ils prouvent l'existence de *cirrus*, et, comme ils se montrent le plus souvent quand le baromètre baisse, la pluie ne tarde pas à venir. C'est surtout le cas pendant l'été, et j'ai souvent observé de très-beaux halos quand il y avait au loin ou dans le voisinage de violents orages accompagnés de grêle [1].

On pourrait encore se demander pourquoi les halos sont si rarement complets, pourquoi l'on voit tantôt les cercles concentriques au soleil, tantôt ceux qui passent par cet astre; s'il était possible d'étudier les cristaux de neige qui réfléchissent et réfractent la lumière, il serait facile de répondre à cette question. Il me paraît probable que ces différences tiennent aux différentes formes que ces cristaux peuvent affecter : si ce sont des prismes qui flottent dans l'air, un cercle lumineux est produit par réfraction; si ce sont des cristaux lamellaires, la réflexion engendre un cercle parhélique qui passe par le soleil. C'est seulement quand les deux espèces de cristaux existent à la fois qu'on observe simultanément les deux phénomènes. Cette combinaison est rare, car ordinairement on ne voit flotter qu'un seul genre de cristaux dans l'atmosphère.

ARC-EN-CIEL.— Quand les rayons du soleil tombent sur des gouttes de pluie, alors on voit dans la région du ciel qui lui est opposée un ou deux arcs de cercle teints des couleurs du prisme et connus sous le nom d'*arc-en-ciel*. Si ces deux arcs sont complets, ils sont aussi concentriques, et des mesures exactes prouvent que leur centre se trouve là où est l'ombre de la tête du spectateur. L'arc intérieur, qu'on voit le plus souvent et dont les couleurs sont plus vives, se nomme le premier arc ou l'arc intérieur (*Hauptregenbogen*); l'autre, extérieur, second arc-en-ciel ou arc-en-ciel extérieur (*Nebenregenbogen*). Dans le premier le violet se montre au dedans, le rouge en dehors, et par conséquent le rayon de l'arc rouge est plus grand que celui de l'arc violet; quelquefois le bord interne offre une répétition des couleurs en lisérés fins, dans lesquels on remarque surtout le rouge et le vert. Dans le second arc-en-ciel les couleurs sont disposées suivant un ordre inverse, de façon que le diamètre du cercle rouge est plus petit, celui du cercle violet plus grand.

Pour qu'il y ait formation d'ac-en-ciel, il suffit que le soleil frappe

[1] Les circonstances atmosphériques propres à favoriser l'apparition des parhélies existent quelquefois sur une grande étendue de pays : c'est ce que M. Arago a fait remarquer à propos des parhélies qui ont été vus le 13 mai 1838 à Laon, à Saint-

des gouttes d'eau de ses rayons : aussi peut-on voir l'arc-en-ciel sur des nuages et même sur des objets terrestres. Par des temps de grain, j'ai souvent vu des arcs-en-ciel sur un ciel bleu sans que les gouttes tombassent sur la terre, parce qu'elles s'évaporent pendant leur chute ; mais l'arc-en-ciel n'offre de vives couleurs que dans le cas où la lumière qui frappe les gouttes a une grande intensité : aussi les arcs-en-ciel lunaires offrent-ils rarement les couleurs du prisme, ils sont seulement blancs ou jaunâtres.

Suivons la marche d'un rayon lumineux dans une gouttelette à laquelle nous supposerons la forme sphérique et dont le pouvoir réfringent pour chaque rayon coloré soit parfaitement connu. Soit MNO (pl. V, fig. 5) la coupe d'une goutte par un plan passant par son centre C, soit LM un rayon provenant du soleil : s'il tombe en M, il sera réfracté suivant MN ; en N, il arrive à l'autre surface de la sphère ; une partie du rayon la traverse, l'autre est réfléchie en NO, où elle est de nouveau réfléchie vers l'intérieur et en partie réfractée suivant OP en sortant de la goutte, de façon qu'un œil situé sur le prolongement de OP voit une image du point lumineux. Ainsi un rayon subit dans une goutte plusieurs réflexions et réfractions partielles, et dans le prolongement de chacun de ces rayons réfractés on voit le soleil. De plus, l'angle que le rayon incident fait avec la surface de la goutte varie depuis 0°, où le rayon est tangent, et 90°, où il passe par son centre : il en résulte qu'il sort de cette gouttelette des rayons dans tous les sens, et que de tous les côtés nous pouvons voir une image du soleil réfléchie ; mais si une région doit se distinguer par son éclat, c'est celle où les rayons émergents deviennent parallèles, parce qu'alors les images provenant de plusieurs gouttes sont placées les unes à côté des autres de manière à former une région éclairée.

Si, par le calcul, on cherche les conditions nécessaires à la production de cet effet, on trouve en général un assez grand nombre de directions dans lesquelles on peut voir une image lumineuse ; mais il y en a deux surtout dans lesquelles la clarté est très-intense et qui donnent lieu au phénomène.

Si le soleil S (pl. V, fig. 6), la goutte et l'œil O sont dans le même plan, alors l'œil ne reçoit que les rayons situés dans ce plan et passant par le centre de la goutte ; le rayon SA est réfléchi à l'intérieur suivant AB, réfléchi suivant BC, puis réfracté vers l'œil dans la direction CO. Mais, pour qu'un faisceau de rayons parallèles provienne de toutes les gouttes situées dans la direction CO, le calcul montre que les deux lignes SA et CO doivent faire entre elles un certain angle qui varie pour

Quentin, à Cambrai, à Lille et à la Fère. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. VI, p. 375 et 501.) M.

les différents rayons colorés, à cause de leur inégale réfrangibilité. Si CO est un rayon rouge, l'angle est de 42° 23'; si c'est un rayon violet, il n'est plus que de 40° 29' : de façon que la largeur de l'arc est de 1° 54', et le rouge occupe son bord extérieur.

Quand les rayons subissent une double réflexion à l'intérieur de la goutte, l'image du soleil est encore visible. Soit SA (pl. V, fig. 7) un rayon solaire tombant sur la goutte ABCD, il est réfracté suivant AB, puis réfléchi suivant BC, réfléchi de nouveau suivant CD, et en D il est réfracté en partie suivant DO. Le calcul donne également dans ce cas l'angle que forment les lignes allant du soleil à l'œil et de l'œil vers l'arc-en-ciel : il est de 50° 21' pour les rayons rouges, 53° 46' pour les rayons violets, et la largeur de l'arc est de 3° 25'.

Il y a donc une double image : l'une produite par la réflexion simple, l'autre par la double réflexion des rayons dans l'intérieur de la goutte; la première correspond à l'arc-en-ciel intérieur, la seconde à l'arc-en-ciel extérieur. Enfin il peut y avoir une troisième image produite par une triple réflexion; image encore plus rapprochée du soleil en ce qu'elle n'en est éloignée que de 42° 30' à 37° 41'. Une quatrième image, produite par une quadruple réflexion, peut se trouver à une faible distance; son éloignement du soleil sera de 42° 44' à 48° 53', mais l'intensité lumineuse de ces deux derniers arcs est si faible, qu'on les aperçoit rarement [1].

Jusqu'ici nous n'avons considéré qu'une seule goutte; comme celle-ci se meut rapidement, l'image ne durerait qu'un instant; mais, si un grand nombre de gouttes tombent dans la même direction, chacune d'elles engendre une image à la même place et la sensation devient durable; si la pluie tombe en nappe, alors il y a un arc de formé.

Supposons un moment l'observateur au-dessus du nuage, tournant le dos au soleil et voyant distinctement l'ombre de sa tête sur le nuage : s'il imagine un plan passant par le soleil et sa tête, il verra distinctement une image rouge du soleil dans chaque goutte placée de manière que la ligne qui va de chacune de ces gouttes à son œil fasse un angle de 42° 23' avec la droite qui joint sa tête et l'ombre qu'elle projette sur ce nuage. Mais ce plan peut occuper toutes les positions imaginables, et l'image du soleil apparaît toujours en formant l'angle indiqué; nous verrons donc un cercle rouge dont le centre est placé sur la ligne allant de l'œil au soleil et dont le demi-diamètre apparent est de 42° 23'. Ces rayons rouges forment donc un cône dont l'axe passe par l'œil et par le soleil, et dont les plans, tangents à la surface du cône, font avec cet axe

[1] M. Babinet, se trouvant dans les circonstances les plus favorables sur le mont d'Or et sur le Canigou, a vainement essayé de les apercevoir. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. IV, p. 645.)

un angle de 42° 23′; les rayons violets font un angle de 40° 29′. Les seconds arcs-en-ciel forment un cône analogue.

Ce cône existe aussi quand l'observateur est à la surface de la terre; est-il placé sur le sommet d'une montagne tandis que la pluie tombe dans le bas, alors il aperçoit un cercle complet qui correspond au grand cercle que nous avons décrit en parlant des anthélies : tel est aussi le cercle que l'on aperçoit dans des circonstances favorables sur les gouttes de rosée. Dans les plaines, au contraire, on voit à peine une demi-circonférence quand le soleil est élevé; car, si les gouttes tombent d'un nuage et que celui-ci forme un fond sombre, on ne voit qu'une portion de l'arc sur ce nuage. Avec de l'attention on observe des traces de l'arc jusque près de l'observateur si celui-ci est éclairé par le soleil, mais le plus souvent ce sont de simples points.

Si donc nous admettons que l'arc-en-ciel se forme seulement dans le cas où il y a des nuages dans l'arrière-plan, nous pouvons en déduire non-seulement la grandeur de cet arc, mais aussi les conditions sans lesquelles il ne saurait avoir lieu. Si le soleil était à l'horizon, l'ombre de la tête du spectateur y tomberait aussi; et, comme l'axe du cône serait horizontal, il s'ensuit que nous verrions une demi-circonférence complète d'un demi-diamètre apparent de 41°. Dès que le soleil s'élève, l'axe du cône s'abaisse et l'arc devient plus petit; enfin, si le soleil atteint une hauteur de 41°, l'axe du cône forme le même angle avec le plan de l'horizon, et l'arc devient tangent à ce plan. Si le soleil était encore plus élevé, l'arc se projetterait sur la terre; et, comme on voit rarement le phénomène quand il se présente ainsi ou que l'image est très-pâle, on croit communément qu'il ne saurait se produire. Le second arc disparaît quand le soleil atteint une hauteur de 52°; c'est pourquoi on ne saurait voir d'arc-en-ciel à midi en été.

Si l'image du soleil est réfléchie par la surface d'une eau tranquille vers un nuage, cette image réfléchie peut également engendrer un arc-en-ciel. Comme dans ce cas deux soleils, dont l'un est aussi bas au-dessous de l'horizon que l'autre est élevé au-dessus, projettent leurs rayons vers le nuage, les deux arcs se rencontreront toujours de manière que l'angle entre le rayon réfracté et le rayon incident soit de 41°; les deux arcs se couperont donc, mais le point d'intersection dépend de la hauteur du soleil; souvent on voit paraître ainsi quatre arcs en ce que le soleil, aussi bien que son image réfléchie, engendre le second arc.

Je mentionnerai encore quelques apparences qu'on ne voit pas toujours, mais très-souvent. Quand un arc-en-ciel vivement coloré se projette sur un nuage sombre, le ciel est beaucoup plus sombre au-dessus de l'arc qu'au-dessous; on est surtout frappé de cette différence quand le soleil est bas : c'est donc un phénomène opposé à celui que nous avons

observé pour les halos, dans lesquels l'espace intérieur est plus sombre que l'extérieur. Si nous suivons la marche du rayon dans la goutte de pluie, nous verrons que les gouttes situées au-dessus de celle où se forme l'arc ne nous envoient pas de rayons réfléchis par leur face postérieure, tandis que les gouttes placées au-dessous nous en envoient qui, malgré leur divergence, éclairent vaguement l'espace situé au-dessous de l'arc.

ARCS-EN-CIEL SURNUMÉRAIRES. — Ils présentent une anomalie remarquable : dans le premier arc le violet se trouve en dedans, le rouge en dehors; mais souvent on observe des répétitions anomales de ces couleurs en dedans de l'arc violet : ce sont ces arcs qu'on désigne sous le nom de *surnuméraires, supplémentaires* ou secondaires (*secundære Bogen*). Un second arc vert et un second violet, puis un troisième vert et un troisième violet, s'accolent à l'arc violet. En général ces deux couleurs sont les seules qui soient vives, cependant j'ai aperçu plusieurs fois du rouge vif; les observateurs ont décrit des répétitions plus ou moins complètes de toutes les couleurs. Ainsi **Langwith** a vu un arc-en-ciel ordinaire dans lequel le violet était fortement rougi : au-dessous se trouvait un arc vert dont la partie convexe passait au jaune clair, tandis que la partie concave était d'un vert foncé; au-dessus il y avait un arc de couleur pourpre foncé qui disparut et revint plusieurs fois avec une telle rapidité, qu'on pouvait à peine l'observer. Outre l'arc-en-ciel ordinaire, il y avait la succession suivante des couleurs : vert clair, vert foncé, pourpre, vert, pourpre, vert, pourpre lavé. Il y a ici quatre rangées de couleurs et peut-être le commencement d'une cinquième, puisque le pourpre vif est probablement produit par un mélange de rayons rouges avec les rayons violets. **Langwith** ajoute une remarque faite déjà par beaucoup d'observateurs, c'est qu'il n'a jamais observé cette succession de couleurs dans les parties de l'arc qui semblent s'appuyer sur la terre, quoique les couleurs y soient beaucoup plus vives que dans les parties supérieures au-dessous desquelles on observe cette répétition de couleurs; on a plus rarement observé la répétition des couleurs dans les seconds arcs-en-ciel. Toutefois **Brewster** a vu à leur partie extérieure un arc rouge et au-dessus un arc vert peu marqués.

Il n'est pas facile d'expliquer ces arcs surnuméraires d'une manière satisfaisante; **Pemberton** pensait qu'ils étaient dus au même phénomène d'interférence que les couronnes qui entourent le soleil ou la lune. En effet, quand un grand nombre de petites gouttes tombent avec les grandes et que les rayons provenant de l'arc-en-ciel ordinaire passent auprès d'elles, ils sont diffractés de la même manière que les rayons venant directement du soleil. Mais, pour que cette idée fût juste, il faudrait que les petites gouttes eussent toutes le même diamètre, hypo-

thèse peu probable; de plus, d'après cette explication, il y aurait aussi bien des arcs supplémentaires derrière les parties de l'arc qui touchent l'horizon que derrière les autres. Plus probable est l'opinion de **Venturi**, qui pense que quelques gouttes sont aplaties à leur partie inférieure pendant leur chute. Les gouttes sphériques engendrent l'arc-en-ciel principal; les gouttes aplaties, les arcs-en-ciel surnuméraires; si les gouttes n'ont pas la même dimension, cela vient de ce que l'aplatissement n'est pas le même, et alors il peut y avoir des récurrences de couleurs [1].

[1] D'après MM. Young, Arago et Babinet, ces arcs *secondaires*, *surnuméraires* ou *supplémentaires*, sont un phéoomène d'interférence qui s'explique comme il suit :

Soit (pl. V, fig. 6) SA le rayon incident, ABC sa route dans l'intérieur de la goutte, OC le rayon émergent. On sait, par la théorie de l'arc-en-ciel. que si l'angle d'incidence du rayon SA est de 59°, l'inclinaison de OC sur SA acquerra sa valeur *maximum*, qui est de 41°; le rayon fera partie du faisceau *efficace* qui nous donne la sensation de l'arc-en-ciel. Supposons que l'incidence de SA soit égale à 70°; le calcul prouve que l'inclinaison de OC sur SA sera de 38° 12' nécessairement moindre que l'inclinaison *maximum* 41°. Imaginons maintenant un rayon parallèle à SA, mais dout l'incidence sur la goutte soit de 46° 45'. Ce nouveau rayon ira se réfléchir au même point B que le précédent; puis il sortira de la goutte parallèlement à CO; de sorte que le faisceau des rayons qui arrivent à notre œil de tous les points du ciel dont la distance au soleil est égale à 180° — 38° 12', se trouve composé de rayons de deux sortes, les uns incidents sous l'angle 70°, les autres sous l'angle 46° 45'. Et, en général, pour toutes les distances 39°, 38°, 37°, etc. (jusqu'à 16° inclusivement), entre le point de l'arc-en-ciel que l'on considère et le poiot du ciel diamétralement opposé au soleil, il est vrai de dire que le faisceau lumineux perçu par l'œil renferme à la fois des rayons à incidence plus grande que 59° et des rayons à incidence moindre. Les deux rayons d'incidence diverse qui composent le même faisceau sont dans des conditions convenables pour interférer, puisqu'ils proviennent de la même source et qu'ils offrent une légère différence quant à la longueur du chemin parcouru. Ainsi chacune des gouttes comprises dans la portion du ciel située dans la concavité de l'arc donnera naissance à une série de franges situées dans le plan du soleil et de la goutte; de cette série un seul élément pourra être aperçu par l'observateur; mais, si l'on considère une multitude de gouttes de plus en plus éloignées de la bordure interne de l'arc, la série régulière des franges apparaîtra, si toutefois les gouttes sont de même diamètre, et elle se développera en arcs concentriques et intérieurs à l'arc principal.

Plus les gouttes seront grosses, et plus la largeur de ces franges ou anneaux colorés devra diminuer; car l'on ne pourra, dans ce cas, retrouver la même différence de marche qu'en considérant deux rayons dont la différeuce d'incidence soit moindre qu'avant. Les gouttes continuant à grossir, les franges se resserrent de plus en plus, et finissent par devenir indistinctes Telle est, sans doute, la raison pour laquelle les arcs supplémentaires ne se prolongent jamais jusqu'à l'horizon, mais occupent toujours le point culminant du phénomène.

M. Airy a récemment rattaché l'existence des arcs surnuméraires à la théorie des ondulations par une solution analytique du problème, et M. Miller a vérifié les résultats et les formules de M. Airy sur les arcs surnuméraires que produit un rayon de soleil tombant horizontalement sur des filets d'eau cylindriques et verticaux de 1/2 à 1/3 de millimètre de diamètre. B.

VIII

AURORES BORÉALES

Les phénomènes que nous avons étudiés jusqu'ici appartiennent réellement au domaine de la météorologie; ce sont en effet des modifications de l'atmosphère ou des phénomènes qui en dépendent. Dans ces deux derniers chapitres nous allons traiter brièvement de quelques phénomènes que nous apercevons à travers l'atmosphère, mais dont il est difficile d'affirmer avec certitude s'ils appartiennent à la classe des phénomènes atmosphériques. Celui qui va nous occuper en premier lieu, c'est la manifestation de l'état magnétique du globe terrestre. Il est probable que sa distribution est intimement liée à celle de la chaleur à la surface de la terre. Ce n'est pas toutefois une raison suffisante pour faire rentrer ce phénomène dans le domaine de la météorologie proprement dite; seulement c'est une preuve que la chaleur peut modifier la distribution du magnétisme. Je ne considérerai ici qu'un seul des phénomènes qui sont en connexion avec lui, savoir, les *aurores boréales;* mais, pour montrer clairement leur liaison avec le magnétisme, je dois rappeler quelques faits fondamentaux qui ont rapport à ce magnétisme lui-même.

DIRECTION DE L'AIGUILLE AIMANTÉE. — Si on suspend un barreau aimanté à un fil de cocon de soie de façon qu'il puisse se mouvoir librement dans le sens horizontal, alors il fait une série d'oscillations qui deviennent de plus en plus petites jusqu'à ce qu'il prenne une position déterminée, à laquelle il revient sans cesse quand on l'en écarte; mêmes phénomènes si le barreau est percé et muni d'une chape au moyen de laquelle on le met en équilibre sur une pointe aiguë. Un barreau ainsi disposé se nomme une aiguille aimantée; en France le plan vertical dans lequel se trouve l'aiguille coïncide à peu près avec le

méridien. Cette coïncidence était parfaite il y a quelques siècles, et on croyait alors que l'aiguille aimantée prenait toujours une position telle, que l'une de ses extrémités fût tournée vers l'étoile polaire, l'autre vers le soleil à l'heure de midi : aussi nomme-t-on *méridien magnétique* le plan dans lequel se trouve l'aiguille en repos. A Paris ce méridien fait, avec le méridien astronomique, un angle de 22° vers l'ouest : c'est ce qu'on nomme la *déclinaison* ou *variation* magnétique (*magnetische Abweichung*); elle est occidentale ou orientale, suivant que l'extrémité de l'aiguille qui est tournée vers le nord se trouve à l'orient ou à l'occident du méridien astronomique. L'amplitude de la déviation est mesurée par l'arc divisé en degrés nonagésimaux que comprennent les deux plans passant par le méridien astronomique et le méridien magnétique.

L'aiguille au moyen de laquelle on a trouvé le méridien magnétique était installée de façon à se mouvoir seulement dans un plan horizontal; mais, si on suspend une aiguille par son centre de gravité de façon à la soustraire à l'action de la pesanteur et à lui permettre de se mouvoir dans toutes les directions, elle restera dans un plan vertical et sa direction ne sera pas parallèle à l'horizon, car dans nos pays l'extrémité qui se dirige vers le nord plongera. Pour s'en assurer, **Normann** perça une aiguille non aimantée par le milieu et la suspendit à un axe qui coïncidait avec son centre de gravité; cet axe reposait sur des tourillons, de façon que l'aiguille ne pouvait se mouvoir que dans un plan vertical. S'étant assuré que l'aiguille restait indifféremment en équilibre dans toutes les positions, il en conclut que l'axe de rotation coïncidait avec le centre de gravité : alors l'aiguille fut aimantée et placée dans le plan du méridien magnétique; son extrémité tournée vers le nord s'abaissa aussitôt en formant avec l'horizon un angle qui est de 70° environ dans l'Europe moyenne. Cet angle se nomme l'*inclinaison* magnétique (*magnetische Neigung*). Une expérience bien simple démontre que cette inclinaison dépend réellement de l'action du magnétisme terrestre. Lorsque l'aiguille est tranquille dans la position indiquée, il suffit de toucher son pôle nord avec le pôle nord d'un aimant énergique; ses pôles sont changés immédiatement : l'extrémité qui était d'abord le pôle sud et dirigée vers le ciel plongera et fera de même un angle de 70° avec l'horizon. Concluons-en que la terre elle-même est un aimant qui, dans nos contrées, agit sur une aiguille aimantée librement suspendue de manière à la placer dans le méridien magnétique et à faire plonger l'extrémité qui se dirige vers le nord. De même qu'un pendule n'est immobile que dans la position verticale, de même nous devons admettre que l'inclinaison indique la direction suivant laquelle agit la résultante de toutes les forces au point où l'on observe.

MAGNÉTISME TERRESTRE. — Partout à la surface et à l'inté-

rieur du globe, l'aiguille aimantée prend une position déterminée ; cette position varie dans chaque contrée de la terre. Considérons d'abord la déclinaison : à mesure que nous avançons en marchant directement à l'ouest, nous voyons qu'elle augmente et atteint son *maximum* dans l'océan Atlantique. A partir de ce point la déclinaison occidentale diminue, et à l'orient des États-Unis l'aiguille se dirige rigoureusement vers le pôle boréal, et par conséquent la déclinaison est nulle ; plus à l'ouest la déclinaison devient orientale. Si nous nous étions dirigés vers l'est, la déclinaison occidentale aurait diminué ; elle serait devenue nulle à l'est de l'empire russe, puis orientale si l'on avait continué à marcher vers l'est.

En général, si, sous un parallèle quelconque, on fait le tour du globe, on trouvera un point où l'aiguille est dirigée vers le nord ; puis la déviation devient occidentale, atteint son *maximum*, devient plus petite, et enfin nulle ; mais, si l'on dépasse ce point, la déclinaison devient orientale, atteint son *maximum*, puis diminue jusqu'à ce qu'elle soit nulle : aussi la déclinaison varie-t-elle beaucoup. Si nous faisons nos expériences sous l'équateur et si nous les répétons de cinq en cinq degrés, nous trouverons que la différence entre le *maximum* de déclinaison orientale et le *maximum* de déclinaison occidentale augmente à mesure qu'on s'approche des pôles de la terre. Ainsi au Groënland la déclinaison occidentale est si grande, que l'aiguille se dirige vers l'ouest, et **Parry** a trouvé un point à l'ouest du Groënland où le pôle boréal de l'aiguille était tourné vers le sud.

L'inclinaison présente les mêmes différences ; dans nos contrées elle est boréale, c'est-à-dire que le pôle nord est dirigé en bas et forme avec le plan de l'horizon un angle de 70°. A mesure que nous nous avançons vers le sud l'aiguille s'approche de la direction horizontale, et dans le voisinage de l'équateur elle est tout à fait parallèle à l'horizon : l'inclinaison est donc nulle. En passant dans l'hémisphère austral on voit le pôle sud de l'aiguille s'incliner d'autant plus qu'on s'approche plus du pôle austral ; en allant vers le nord on eût observé le contraire : ainsi dans l'un des hémisphères l'inclinaison est boréale, elle est australe dans l'autre. Ces deux hémisphères sont séparés par une ligne sans inclinaison sur tous les points de laquelle l'aiguille est horizontale ; cette ligne, qui coupe l'équateur en divers points et s'élève alternativement dans l'un et l'autre hémisphère, se nomme l'*équateur magnétique*.

POLES MAGNÉTIQUES DE LA TERRE. — Dans un aimant chaque molécule attire le fer, mais nous pouvons supposer que les effets de tous ces éléments isolés concourent en un seul point, de même qu'en considérant le poids d'un corps on le transporte toujours en imagination au centre de gravité du corps pesant. Ces deux points, où s'applique la résultante de toutes les forces distribuées dans la moitié de chaque

barreau aimanté, se nomment les pôles. De même les résultantes de toutes les forces magnétiques de la terre peuvent être supposées appliquées à plusieurs points que l'on appellera les *pôles magnétiques* de la terre.

Dans nos contrées l'aiguille magnétique se dirigeant sensiblement du sud au nord, il en résulte que l'action magnétique de la terre est telle, qu'on peut considérer les pôles magnétiques comme situés dans le voisinage des pôles terrestres : aussi plaçait-on autrefois l'action des forces magnétiques aux pôles mêmes de la terre. Des observations plus rigoureuses ont fait voir qu'il n'en était point ainsi. Tous les phénomènes se passent exactement comme s'il y avait deux pôles magnétiques dans chaque hémisphère. Ainsi dans le nord de l'Amérique il existe un point vers lequel l'aiguille se tourne constamment; à mesure qu'on se rapproche de ce point l'aiguille d'inclinaison tend de plus en plus à devenir verticale : ce point, situé à l'ouest de la baie de Baffin, est donc un pôle magnétique. Il en existe un autre au nord de la Sibérie. Deux points semblables se trouvent au sud de l'Amérique et de la Nouvelle-Hollande. Quoique leur position ne soit pas rigoureusement déterminée, cependant on ne peut s'empêcher de remarquer leur coïncidence avec les pôles du froid [1].

INTENSITÉ DU MAGNÉTISME TERRESTRE. — Se borner, dans

[1] Les physiciens nomment aujourd'hui pôles magnétiques terrestres les points de la surface de notre globe où l'aiguille aimantée suspendue par son centre de gravité se tient verticale. En de tels points l'inclinaison est égale à 90°, et l'intensité horizontale est nécessairement nulle. Il existe seulement deux lieux pareils sur le globe terrestre. La théorie que M. Gauss a publiée récemment sur le magnétisme terrestre leur assigne pour l'année 1825 les positions suivantes :

Pôle nord, latitude 73° 30', longitude 97° 30' O.
Pôle sud, latitude 72° longitude 151° E.

M. Duperrey, en tenant compte des résultats obtenus dans les dernières expéditions scientifiques vers les deux pôles, a trouvé de son côté :

Pôle nord, latitude 70° 5', longitude 93° 12' O.
Pôle sud, latitude 75° 20', longitude 130° 10' E.

L'on a quelquefois désigné sous le nom de pôles magnétiques les points où l'intensité totale acquiert sa valeur *maximum*, supérieure à l'intensité totale de tous les points avoisinants. On a cru pendant assez longtemps que ces points à intensité *maximum* coïncidaient avec les pôles magnétiques; mais on sait aujourd'hui qu'ils peuvent en être fort éloignés. Il existe deux points pareils dans l'hémisphère boréal, situés l'un en Sibérie, l'autre dans l'Amérique du Nord. D'après la théorie de M. Gauss, ce dernier point serait situé par 54° lat. nord et 101° 20' long. O. et le point sibérien par 71° 30' lat. nord et 117° 40' long. O. Quant aux *maxima* d'intensité de l'hémisphère austral, les observations sont encore trop peu nombreuses dans les mers antarctiques pour pouvoir dire s'il en existe deux ou un seul, et pour en déterminer même approximativement, la situation. B.

l'étude du magnétisme terrestre, à considérer la direction de l'aiguille, c'est n'envisager qu'une partie de la question, puisque nous devons apprécier aussi l'intensité de l'air qui la dirige. Comme dans une force quelconque cette intensité diminue à mesure qu'on s'éloigne de son origine, il est donc probable qu'elle atteindra son *minimum* à l'équateur magnétique, et qu'elle croîtra à mesure qu'on s'approche du pôle. Des mesures exactes ont constaté cette vérité de la manière la plus positive. On mesure l'intensité de la force magnétique de la même manière que celle de la pesanteur. Si on dévie une aiguille aimantée de sa position d'équilibre dans le méridien magnétique, elle y reviendra en faisant, comme le pendule, une série d'oscillations qui sont d'autant plus rapides, que le magnétisme terrestreest plus intense au lieu d'observation. Pour s'en assurer, il suffit de compter le nombre d'oscillations qu'une aiguille aimantée fait dans un temps donné. Supposons que ce nombre soit 10; plaçons maintenant dans le plan du méridien magnétique au nord de l'aiguille le pôle sud d'un autre aimant : celui-ci agit dans le même sens que le magnétisme terrestre; tend à ramener l'aiguille à sa position naturelle, et elle exécutera ses 10 oscillations dans un temps beaucoup plus court que la première fois. Ainsi donc, pour connaître l'intensité de la force magnétique sur différents points du globe, il suffit de faire osciller la même aiguille dans ces différents points et de voir en combien de temps elle fait un nombre d'oscillations déterminées.

VARIATIONS RÉGULIÈRES DU MAGNÉTISME TERRESTRE. — Les éléments du magnétisme terrestre que nous avons à étudier ne sont pas aussi constants qu'on pourrait le croire d'après ce que nous venons de dire. Choisissons une aiguille aimantée assez longue pour que nous puissions lire les minutes sur l'arc qu'elle décrit, et suspendons-la à un fil de cocon : cette aiguille ne sera jamais en repos. Ses mouvements ne dépendent point d'ébranlements accidentels du sol : ce qui le prouve, c'est qu'elle se meut avec une certaine régularité. Si nous notons sa position d'heure en heure pendant un mois et que nous prenions la moyenne des observations horaires, nous trouverons qu'en Allemagne et en France elle occupe vers 8 heures du matin sa position la plus orientale; puis elle va à l'ouest, et entre 1 heure et 2 heures de l'après-midi elle est déviée de plusieurs degrés vers l'ouest; elle revient ensuite à l'est, et vers minuit elle affecte à peu près la même direction que le matin; puis elle reste stationnaire pendant plusieurs heures et se meut lentement vers l'est. L'amplitude de ces oscillations régulières est plus forte en été qu'en hiver et pendant un jour serein que pendant un jour couvert. Dans nos pays elles embrassent environ 15'; elles augmentent à mesure qu'on s'approche du pôle et diminuent d'amplitude vers l'équateur. Mais partout on a constaté que le matin le pôle nord de l'aiguille se dirige plus vers l'est que dans l'après-midi.

L'inclinaison et l'intensité montrent des variations analogues, mais qui ont été moins bien étudiées jusqu'ici; elles sont toujours liées aux températures inégales des pays situés à l'est et à l'ouest du lieu d'observation. Avant midi les contrées situées à l'est étant plus chaudes que celles qui se trouvent à l'ouest, le pôle nord de l'aiguille s'en éloigne; l'après-midi c'est le contraire : le pôle nord s'éloigne des contrées plus chaudes situées à l'ouest et se tourne de nouveau vers l'est. Plus la différence de température est considérable dans la journée, et plus ces oscillations sont marquées : aussi leur amplitude est-elle plus grande en été qu'en hiver.

La déclinaison paraît varier assez régulièrement dans le cours d'une année, toutefois cet élément n'a pas encore été déterminé par un nombre d'observations suffisant.

VARIATIONS IRRÉGULIÈRES DU MAGNÉTISME TERRESTRE. — Si l'on choisit des aiguilles très-mobiles et qu'on puisse déterminer leur position à quelques secondes près, comme cela est facile avec l'appareil de M. **Gauss**, alors on voit que dans nos contrées l'aiguille n'exécute pas ses mouvements d'une manière régulière; elle marche pendant un certain temps d'une manière assez uniforme, puis elle s'arrête et revient en arrière en suivant sa marche accoutumée. Même avec des appareils moins parfaits on peut s'assurer que l'aiguille se meut pendant plusieurs jours vers l'est ou vers l'ouest, puis revient à sa direction moyenne dans le plan du méridien magnétique. Ces perturbations, dont une entre autres va fixer plus spécialement notre attention, existent aussi pour l'inclinaison et l'intensité, et tiennent probablement à une distribution anomale de la température à la surface du globe. Cette supposition est d'autant plus vraisemblable, que la déclinaison dépend, comme la hauteur du baromètre, de la direction du vent et de la température. Mais ces perturbations se manifestent sur une plus grande surface que celles du baromètre; car de fortes déviations ont été observées à la fois et dans le même moment dans l'Europe occidentale et dans l'intérieur de l'Asie.

Tels sont les faits principaux que présente le magnétisme terrestre. Dans mon *Traité de météorologie* j'ai indiqué les lois et les méthodes d'observation; ici j'ai seulement présenté les faits indispensables pour faire comprendre les principaux phénomènes des aurores boréales, qui appartiennent à la météorologie, puisqu'ils se passent probablement aux limites de l'atmosphère.

AURORES BORÉALES (*Nordlichter, Nordscheine, Polarlichter*). — On comprend sous ce nom des phénomènes lumineux qui se montrent vers le nord aux habitants de l'Europe; cependant les voyageurs ont vu des aurores dans le voisinage du pôle sud : on les nomme *aurores australes* (*Südlichter*).

SEGMENT OBSCUR. — D'après le témoignage unanime des observateurs du nord de l'Europe qui ont observé beaucoup d'aurores boréales, leur marche est la suivante [1], s'il faut en croire M. **Argelander** : un aspect sale du ciel, dans le voisinage de l'horizon et dans la direction du nord, précède l'aurore boréale; bientôt la couleur devient plus sombre, et l'on voit un segment circulaire plus ou moins grand entouré d'un arc lumineux : ce segment a l'aspect d'un nuage épais. **Bergmann** et M. **Hansteen** disent qu'à Upsal et à Christiania ce segment est quelquefois noir ou d'un gris foncé passant au violet. Plus on s'avance vers le nord, moins ce segment est noir, et dans les hautes latitudes on peut à peine le distinguer. On aperçoit aussi ce segment dans les latitudes peu élevées; tous les observateurs de l'Allemagne l'ont noté pour l'aurore boréale du 7 janvier 1831.

A l'existence de ce segment se lie l'observation de **Gissler**, qui dit qu'en Suède, sur les hautes montagnes, le voyageur est quelquefois enveloppé subitement d'un brouillard très-transparent d'un gris blanchâtre passant un peu au vert, qui s'élève du sol et se transforme en aurore boréale. D'anciens observateurs ont parlé de cette analogie entre l'aurore boréale et de légers nuages; quelques voyageurs dans les régions polaires ont mentionné de nouveau ces apparences. **Wrangel** dit positivement que, dès qu'une lueur s'élevait de l'aurore vers la lune, celle-ci était immédiatement entourée d'une couronne; souvent aussi la lumière se dissipait en légers nuages, qui restaient blancs et se montraient le lendemain à la voûte du ciel sous la forme de petits *cirro-cumulus*.

On distingue très-facilement les étoiles à travers ce segment noir dans le nord de l'Europe et en Allemagne; une foule d'observateurs en ont fait la remarque. Il est très-difficile de dire quelle est la nature de ce segment : il y a à cet égard des contradictions entre les physiciens qui ont observé dans les hautes latitudes. M. **Struve** s'exprime à ce sujet de la manière suivante : « Le *stratus* qui repose sur l'horizon septentrional et paraît être le fond de toutes les aurores boréales que j'ai vues depuis longtemps à Dorpat (lat. 58° 21′ N.) n'est point un nuage, mais seulement le ciel plus sombre; bien souvent, lorsqu'il était très-noir et très-élevé au-dessus de l'horizon, nous avons vu les étoiles sans que leur éclat fût affaibli. Son aspect sombre est un effet de contraste avec l'arc lumineux. Quand le segment est partagé et éclairé par des rayons lumineux, il faut les attribuer à la lumière qui se montre sur des points où elle n'existait point auparavant. » D'un autre côté,

[1] Voyez aussi une excellente description de l'aurore boréale par M. Lottin, dans les *Éléments de Physique* de M. Pouillet, t. II, p. 665, et le résumé succinct de toutes les observations faites sur ce phénomène pendant l'hivernage à Bosekop, dans une lettre à M. Arago. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, t. X, p. 289.)

M. **Argelander** croit pouvoir conclure des nombreuses observations qu'il a faites à Abo (lat. 60° 27′ N.), en Finlande, que ce segment obscur est quelque chose de réel; il s'appuie sur ce que le ciel a un aspect plus sombre avant que le phénomène se montre, et que le crépuscule paraît d'un brun rougeâtre et se confond peu à peu avec la base obscure.

Le point culminant de ce segment se trouve ordinairement dans le méridien magnétique. Quoiqu'on cite quelques cas exceptionnels observés dans les hautes latitudes, cependant le nombre des faits positifs est assez grand pour ne pas laisser de doute à cet égard [1].

Arc lumineux. — Le segment obscur est bordé par un arc lumineux; d'après les observations de M. **Argelander**, il est d'une couleur d'un blanc brillant passant légèrement au bleu. Quand le crépuscule n'est pas entièrement fini, il devient un peu jaunâtre ou même verdâtre, sa largeur égale un, deux ou même trois diamètres apparents de la pleine lune. Le bord inférieur est nettement limité, le supérieur seulement quand la largeur est peu considérable; il s'efface à mesure que la largeur augmente, et il arrive un moment où il n'y a plus de limite certaine, mais où la lueur se confond avec la clarté du ciel; alors son éclat est très-vif; et, tandis qu'un arc plus étroit n'illumine que l'horizon boréal, un arc plus large éclaire tout le ciel, comme la pleine lune une demi-heure après son lever.

Cet arc lumineux est une portion du cercle dont chaque spectateur voit une partie différente; on peut, avec M. **Hansteen**, se représenter tout le phénomène au moyen de ces cercles en cuivre placés près du pôle nord sur nos globes terrestres, et sur lesquels les heures sont tracées. Supposons qu'un petit insecte rampe sur le globe en suivant le 60° parallèle nord, il ne verra qu'une partie de ce cercle, parce que la plus

[1] Le sommet de l'arc ne coïncide pas toujours exactement avec le méridien magnétique. Des perturbations *accidentelles* peuvent altérer la courbure des bandes lumineuses et rejeter le point de culmination à droite ou à gauche du plan de ce grand cercle. Il existe même, dans certaines régions, des causes *constantes* qui tendent à dévier ce même point d'une certaine quantité, et constamment dans le même sens. Ainsi à Abo (Finlande), M. Argelander a trouvé que ce sommet était situé 11° à l'ouest du méridien magnétique. A Bosekop (Laponie), les membres hibernants de la Commission française ont obtenu un résultat pareil. La déviation a pareillement lieu vers l'ouest; mais il est fort probable qu'elle est moindre pour des arcs peu élevés au-dessus de l'horizon nord que pour ces mêmes arcs au moment de leur passage au zénith de l'observateur. La moyenne de 120 observations donne 7° de déviation pour le premier de ces deux cas, et 14° pour le second. Si l'on venait à prouver qu'en s'élevant verticalement dans l'atmosphère (en Laponie et en Finlande) la méridienne magnétique se porte de plus en plus vers l'ouest, l'on expliquerait facilement les divergences que nous venons de signaler : par là l'écartement angulaire en dehors du méridien magnétique deviendrait une donnée précieuse d'où pourrait se déduire l'élévation verticale des arcs de l'aurore boréale. B.

grande partie lui est cachée par le globe et se trouve par conséquent au-dessous de son horizon. Le point le plus élevé de l'arc visible pour lui se trouve juste au nord : s'il se rapproche du petit cercle il en voit une plus grande portion ; et, s'il se trouve au-dessous, alors le cercle est à son zénith ; s'il se rapproche du pôle et qu'il se trouve en dedans du cercle, alors le point culminant se trouve dans le sud. Le milieu de l'aurore correspond probablement au pôle magnétique ; et, si l'on se trouve à l'est de celui-ci, l'arc sera dirigé du nord au sud et le point culminant sera à l'ouest : c'est ce qui arrive réellement au Groënland. Au nord de ce pays l'arc est au sud, ainsi que **Parry** l'a vu dans l'île Melville. L'arc doit aussi s'élever à mesure qu'on s'avance vers le nord ; il doit même paraître quelquefois elliptique, comme plusieurs observateurs de la Scandinavie le disent expressément.

Quand l'aurore est très-brillante, on voit quelquefois un ou plusieurs arcs plus élevés vers le zénith et concentriques au premier ; on a aussi observé par de grands froids des arcs blancs à une hauteur considérable : des physiciens les regardent comme des images de l'aurore boréale dont la lumière est réfléchie vers l'observateur par des particules glacées et forme un arc brillant sur le ciel.

Radiation. — Quand l'arc lumineux s'est formé, il reste souvent visible pendant plusieurs heures ; toutefois il n'est pas immobile, mais dans un mouvement perpétuel. L'arc s'élève et s'abaisse, s'étend vers l'est ou l'ouest, et se rompt çà et là. Ces mouvements deviennent surtout remarquables quand l'aurore boréale s'étend et commence à lancer des rayons : alors l'arc lumineux devient plus brillant sur un point, il mord sur le segment obscur, et une lueur brillante, semblable à celle de l'arc, monte vers le zénith. Sa largeur est à peu près celle du demi-diamètre apparent de la lune, rarement plus ; elle est plus brillante au milieu, moins vers les bords, qui se détachent parfaitement sur l'azur du ciel. Ce rayon s'élance avec la rapidité de l'éclair jusqu'au milieu de la voûte du ciel ; en haut il se divise en plusieurs rayons secondaires et prend l'apparence d'un faisceau lumineux ; le plus souvent il monte verticalement, rarement en faisant un angle avec l'horizon. Tantôt il s'allonge, tantôt il se raccourcit, et ne conserve presque jamais la même forme pendant plusieurs minutes, mais se meut vers l'est ou vers l'ouest et se courbe comme une draperie agitée par le vent ; il pâlit ensuite peu à peu, et disparaît enfin pour faire place à d'autres rayons. Si ces rayons sont très-éclatants, ils présentent quelquefois des teintes vertes ou d'un rouge foncé ; s'ils ne s'élèvent pas à une grande hauteur, alors l'arc ressemble à un peigne muni de ses dents.

Couronne boréale. — Quand les rayons dardés par l'arc lumineux sont très-nombreux et que ces lueurs palpitantes s'élèvent jusqu'au zénith, elles y forment une couronne boréale dont le centre est sur le prolon-

gement de l'aiguille d'inclinaison : cette couronne forme la portion la plus belle et la plus remarquable du phénomène. Tout le ciel semble une coupole en feu portée par des colonnes de lumière diversement colorées. Lorsque les rayons sont dardés moins vivement, la couronne disparaît d'abord; çà et là on observe encore une pâle lueur qui augmente par moments, puis s'éteint, ainsi que l'arc lumineux.

La liaison intime de l'aurore boréale avec le magnétisme terrestre, prouvée par la position de l'arc et de la couronne boréale, est encore plus évidente quand on considère les colonnes. **Wilke**, qui s'est occupé de ce sujet, a cherché à prouver que tous les rayons étaient parallèles à l'aiguille d'inclinaison : il en est de même, suivant M. **Hansteen**, des rayons noirs de l'aurore, qui correspondent au segment noir. On voit en effet bien souvent des rayons noirs ou des colonnes de la même couleur s'élever comme une fumée au-dessus de l'arc lumineux ou de toute l'aurore; ces rayons noirs ont la même mobilité et changent aussi vite que les rayons lumineux. M. **Hansteen** et d'autres les ont vus distinctement en Norvége; toutefois il en est rarement question dans les auteurs.

En admettant que les rayons sont des colonnes plus ou moins élevées parallèles à l'aiguille d'inclinaison, on comprend, d'après les lois de la perspective, qu'ils doivent se réunir en apparence dans le prolongement de cette direction : c'est la même illusion que celle qui est produite sur un champ par un grand nombre de sillons parallèles qui semblent se réunir dans un point situé sur le prolongement du sillon qui passerait par notre œil. L'arc lumineux au-dessus d'un segment noir a la même origine; s'il s'élève assez haut dans le ciel, il semble quelquefois brisé dans ce point : d'où il est permis de conclure qu'il se compose, comme le reste de l'aurore, de faisceaux lumineux qui sont parallèles à l'aiguille d'inclinaison, et n'ont l'apparence d'une masse lumineuse continue que parce que les intervalles sont remplis par des séries de faisceaux placés les uns derrière les autres.

ÉTENDUE DES AURORES BORÉALES. — On peut apercevoir des aurores boréales isolées sur un espace très-étendu; souvent on a vu la même aurore dans toute l'Europe septentrionale et en Italie. En longitude leur étendue n'est pas moindre. Le 5 janvier 1769 on a vu une belle aurore en Pensylvanie et en France; la belle aurore du 7 janvier 1831 a été admirée dans toute l'Europe centrale et septentrionale et près du lac Érié, dans l'Amérique du Nord. On pourrait encore citer d'autres exemples analogues. Il faut en conclure qu'une grande partie du globe prend part à la production du phénomène; sa grandeur devient encore plus frappante quand on songe que souvent il y a à la fois des aurores boréales aux deux pôles du globe. Si on analyse en effet les observations de **Cook**, on trouve que chaque fois qu'il observait une aurore australe il est fait mention par les observateurs d'aurores boréales vues

en Europe, ou au moins l'agitation de l'aiguille aimantée prouvait qu'il y en avait dans le voisinage du pôle boréal[1].

PÉRIODICITÉ DES AURORES BORÉALES. — Le fait que les aurores boréales sont souvent visibles sur des points très-éloignés en longitude l'un de l'autre prouve suffisamment qu'elles ne se montrent pas à une heure de la nuit déterminée; on les voit aussi bien le soir que le matin. Suivant que leur lumière est plus ou moins intense, on peut les apercevoir plus ou moins longtemps après le coucher du soleil. **Richardson** a vu près du lac de l'Ours les palpitations de l'aurore avant la disparition totale de la lumière du jour; pendant le jour, il a vu les nuages disposés en arcs et en colonnes, comme la lumière de l'aurore[2].

Leur apparition est assujettie à une période annuelle; cette période serait encore plus évidente si elle n'était pas masquée par l'inégale lon-

[1] Voici quelques faits plus récents auxquels les noms des observateurs donnent une grande autorité.

L'aurore boréale du 18 octobre 1836 a été vue à Dorpat par M. Struve; à Caen par M. Masson; à Cherbourg par MM. Gachot et Vérusmor; à Corbigny (Nièvre) par M. Charié, ingénieur des ponts et chaussées; à Genève par M. Wartmann; et à Forli (États romains) par M. Matteucci. A Genève, la hauteur de l'arc lumineux était de 25°; à Dorpat, de 90°. M. Wartmann en conclut que l'aurore avait une élévation de 200 lieues au-dessus de la surface de la terre. A Paris le temps était nuageux, mais l'aurore a été annoncée et indiquée par l'agitation de l'aiguille aimantée.

Une autre aurore, celle du 3 septembre 1839, a été observée dans l'île de Sky par 57° 22' lat. N. par M. Necker de Saussure; à Paris par les astronomes de l'Observatoire; à Asti par M. Quételet; à New-Haven, dans le Connecticut, par M. Herrick; et à la Nouvelle-Orléans par des observateurs dignes de foi.

Jusqu'à quelle latitude les aurores *boréales* sont-elles visibles? On cite des aurores vues à Macao, à Caracas, etc. : mais l'observation suivante est la plus remarquable de toutes celles qui sont venues à ma connaissance. Le 14 janvier 1831, M. Lafond, commandant le brick le *Candide*, se trouvant par 45° de latitude *sud*, et par la longitude du centre de la Nouvelle-Hollande, vit dans le N.E., de 9 à 11 heures du soir, une aurore *boréale* qu'il décrit et caractérise parfaitement. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*), t. IV, p. 589; t. III, p. 518, 536 et 585; t. II, p. 329; t. IX, p. 554, 574 et 603, t. XII, p. 347.) M.

[2] Il résulte des observations faites par la Commission française dans le Nord que cette succession de phases par lesquelles passe l'aurore boréale est soumise à une périodicité diurne incontestable, qui se manifeste lorsque le nombre des observations est considérable. Ainsi les arcs, les rayons, les couronnes, ne paraissent pas indifféremment, ou du moins avec une égale facilité, à toutes les heures de la nuit. Les rayons colorés en rouge et en vert, partie la plus brillante de ce beau météore, qui agissent si puissamment sur l'aiguille aimantée, se montrent surtout vers dix heures du soir, et leur apparition est rare après quatre heures du matin : les plaques nébuleuses à lueur cendrée et incessamment variable dominent, au contraire, pendant la seconde moitié de la nuit.

La même périodicité se retrouve dans les déplacements subordonnés, ou du moins simultanés, aux aurores qu'éprouvent les aiguilles magnétiques; elle se retrouve dans l'état de ces aiguilles, plus ou moins calmes ou inquiétées, suivant les diverses heures de la journée : il est sous-entendu que la variation diurne solaire habituelle doit être préalablement calculée et soustraite des effets de l'aurore boréale avant de rien conclure des observations. B.

gueur des jours dans les différentes saisons. Supposons en effet qu'à chaque heure du jour et de la nuit il y ait égale possibilité pour la production de l'aurore boréale : alors le nombre de celles qu'on verrait en hiver devrait être plus grand que celui des aurores en été, parce que l'obscurité prolongée permet de les voir plus souvent. Si donc elles étaient plus fréquentes en hiver, cela s'expliquerait très-bien par cette circonstance; mais **Mairan** et d'autres ont déjà fait remarquer que leur nombre était surtout considérable aux environs des deux équinoxes. Le tableau suivant présente le nombre d'aurores qui ont été vues dans chaque mois :

NOMBRE DES AURORES BORÉALES DANS CHAQUE MOIS.

Janvier	229	Juillet	87
Février	307	Août	217
Mars	440	Septembre	405
Avril	312	Octobre	497
Mai	184	Novembre	285
Juin	65	Décembre	225

Si donc le nombre des aurores est plus grand en hiver qu'en été à cause de la plus longue durée des nuits, nous trouvons cependant deux *maxima*, l'un en mars, l'autre en septembre et en octobre; dans chacun de ces mois, elles sont beaucoup plus fréquentes que dans les mois d'hiver.

Outre cette période annuelle, il y en a une autre séculaire sur laquelle on ne sait encore rien de positif. On trouve que pendant un certain nombre d'années il y a beaucoup d'aurores; puis leur nombre diminue, elles sont rares, et au bout de quelque temps elles deviennent plus fréquentes. Une période de ce genre est comprise entre 1707 et 1790; elle a atteint son *maximum* vers 1752; puis il y a eu une série de 20 années pendant lesquelles elles ont été rares, mais depuis l'année 1820 elles sont redevenues plus communes [1].

HAUTEUR DES AURORES BORÉALES. — Plusieurs physiciens et astronomes se sont efforcés de déterminer la hauteur des aurores boréales au-dessus de la surface de la terre, en comparant la hauteur apparente de l'arc vu de différents points; mais, comme il est probable que chaque observateur voit son arc propre, les résultats ainsi obtenus

[1] Du 12 septembre 1838 au 18 avril 1839, les observateurs français qui hivernèrent à Bosekop sous le 70° degré de latitude N. comptèrent 153 aurores boréales parfaitement caractérisées et 6 ou 7 douteuses.

Du 1er janvier au 3 septembre 1839, M. Herrick a noté 22 aurores boréales à New-Haven par lat. 41° 18' N., et long. 75° 18' O. M.

ne sont pas certains : l'expérience vient à l'appui de cette opinion. Ainsi MM. **Christie** et **Hansteen** ont calculé la hauteur de l'aurore du 7 janvier 1831; mais, en combinant leurs observations entre elles, ils trouvent des hauteurs qui varient entre 37 et 192 kilomètres. Les anciens physiciens attribuaient aux aurores une hauteur de 750 kilomètres au moins; les observateurs modernes ont réduit cette hauteur à 150 kilomètres.

Tandis que les anciens physiciens donnaient à l'aurore boréale une élévation supérieure à celle de l'atmosphère, quelques observateurs modernes pensent qu'elle ne dépasse pas la région des nuages; dans ces derniers temps, MM. **Thienemann**, **Wrangel** et **Struve** lui assignent une hauteur peu considérable. C'est surtout le pasteur **Farqhuarson** à Alford, dans l'Aberdeenshire, auquel on doit une longue série de bonnes observations sur les aurores, qui s'est efforcé de prouver que leur hauteur était peu considérable. Ainsi il a vu une fois une masse de nuages très-étendue sur l'horizon au nord et au N.E., tandis que le reste du ciel était découvert; cette masse était éclairée par les rayons de l'aurore qui en sortaient, comme par la lune en son plein, tandis que d'autres nuages au ciel n'étaient point illuminés. Il était impossible, dit-il, d'assigner à cette aurore un éloignement plus grand que celui des nuages, ou de douter qu'ils ne fissent tous deux partie du même phénomène. Le 20 décembre 1829, une aurore très-brillante se montra depuis 8 heures et demie jusqu'à 11 heures du soir, au-dessus d'un banc de nuages fort épais qui couvrait les cimes des montagnes situées au nord du lieu qu'il habitait; quoique le reste du ciel fût clair, cependant l'aurore ne dépassa pas une hauteur de 20 degrés. En même temps un autre ministre protestant, M. **James Paull**, à Tullynessle, à 4 kilomètres d'Alford, a vu que l'aurore avait une clarté insitée dans le voisinage du zénith, de manière que sa hauteur ne dépassait peut-être pas 1,300 mètres.

Les observations faites par les navigateurs anglais dans le Nord semblent conduire aux mêmes résultats; **Parry** dit même avoir vu un rayon d'aurore boréale se précipiter vers le sol à peu de distance devant lui. Quand les aurores boréales sont visibles sur une grande partie de la terre, il s'ensuivrait que leurs rayons s'étendent sur une grande surface.

BRUIT QUI ACCOMPAGNE L'AURORE BORÉALE. — Dans les hautes latitudes quelques observateurs ont entendu un bruit particulier pendant l'aurore boréale; quelques-uns le comparent au frôlement d'une étoffe de soie que l'on roule sur elle-même, d'autres à la crépitation de l'étincelle électrique, quelques-uns au bruit d'un incendie agité par le vent. Ce bruit est surtout, dit-on, fort intense quand les rayons sont dardés avec vivacité. D'autres observateurs, dignes de toute confiance, n'ont jamais entendu le moindre bruit en Scandinavie; les Anglais n'en parlent

pas dans leurs voyages au nord; **Thienemann**, en Islande, et **Wrangel**, sur les côtes de la Sibérie, n'ont jamais rien entendu : il s'ensuivrait en tout cas que ce bruit n'accompagne pas toutes les aurores boréales. Quoi qu'il en soit, ce bruit s'explique difficilement, sans compter qu'on peut le confondre avec le sifflement du vent, auquel on ne prête nulle attention quand on est distrait par d'autres bruits, mais qu'on remarque lorsqu'on contemple silencieusement un phénomène extraordinaire. Si un seul observateur avait pu mesurer l'intervalle qui s'écoule entre le dardement des rayons et ce bruit, alors non-seulement sa réalité serait prouvée, mais on pourrait encore en déduire la hauteur des aurores boréales. Personne n'a jamais parlé de cet intervalle. Si nous supposons aux rayons une distance de 2 myriamètres, je ne saurais dire si le bruit parviendrait jusqu'à nous; pendant des orages, je n'ai jamais trouvé qu'il s'écoulât plus de 40 secondes entre l'éclair et le tonnerre. Il serait inexact de citer ici les distances auxquelles on perçoit le bruit du canon : car d'un côté le sol transmet le son plus vite que l'air, et de l'autre ce son se propage dans une couche d'air de même température, tandis que celui qui se produit dans les couches supérieures de l'atmosphère se transmet dans des couches de température différente[1].

ÉTAT DE L'ATMOSPHÈRE PENDANT LES AURORES BORÉALES. — La connexion entre l'aurore boréale et certains états de l'atmosphère n'est pas moins problématique que les bruits qui l'accompagnent. Dans tous les pays où elles apparaissent souvent, on attribue à l'influence de l'aurore tous les changements de temps qui arrivent; mais les résultats sont si discordants, qu'il est impossible d'en tirer une conclusion raisonnable, d'autant plus que les observations ne s'appliquent jamais qu'à une localité déterminée. Or, les aurores étant non-seulement visibles en Europe, mais encore en Amérique, il faudrait connaître l'état moyen de l'atmosphère sur de grands espaces après les aurores : ce qui n'est pas possible dans l'état actuel de la météorologie

[1] Dans leur hivernage à Bosekop, MM. Lottin, Bravais, Lilliehook et Siljestroem n'ont jamais entendu de bruit particulier pendant les aurores boréales. En revenant en France, à travers la Laponie et la Suède, nous avons interrogé, M. Bravais et moi, toutes les personnes intelligentes que nous avons rencontrées. A notre question : Avez-vous entendu le bruit de l'aurore boréale? leur réponse était presque toujours affirmative; mais, lorsque nous demandions quelle était la nature de ce bruit, nous obtenions les réponses les plus contradictoires. Quand nous insistions sur la possibilité de le confondre avec le bruit du vent, celui des arbres agités, le frôlement produit par la neige qu'il balaye devant lui, le murmure des flots de la marée, nous arrivions à la certitude que ces observateurs ne s'étaient point mis en garde contre toutes ces causes d'erreurs : ces bruits les frappaient dans le silence de la nuit et parce qu'ils étaient concomitants d'un phénomène brillant qui attirait leur attention. Aussi ces personnes finissaient-elles par partager notre incrédulité et par nous avouer qu'elles avaient adopté sans examen l'opinion reçue, mais que leur conviction n'était point le résultat d'une observation attentive et défiante. M.

pratique. On peut conclure une seule chose de toutes les observations existantes, c'est que les aurores brillantes, et qui dardent beaucoup de rayons, sont souvent des avant-coureurs de coups de vent et d'une distribution anomale de la chaleur à la surface du globe. Mais, ce sujet étant encore peu connu, je ne m'y arrêterai pas plus longtemps.

Il est également impossible de dire si l'électricité atmosphérique est en général plus forte qu'à l'ordinaire; si certains observateurs ont noté ce fait, personne n'a bien étudié la nature de cette électricité lorsque, par un ciel serein, l'aurore boréale ne se montrait pas au ciel.

MAGNÉTISME TERRESTRE PENDANT LES AURORES BORÉALES. — La connexion entre les aurores boréales et le magnétisme terrestre ne saurait se nier; le point culminant de l'arc se trouve sensiblement dans le méridien magnétique, et le centre de la couronne boréale dans le prolongement de l'aiguille d'inclinaison; de plus, l'aiguille aimantée est très-agitée pendant les aurores. Comme **Celsius** et **Hiorter** l'ont vu pour la première fois à Upsal le 1[er] mars 1741. Tantôt elle dévie de plusieurs minutes ou de plusieurs degrés à l'est, est agitée, et revient lentement ou rapidement dans le plan du méridien, qu'elle dépasse quelquefois pour se porter à l'ouest. Les oscillations de l'aiguille sont aussi variables que les aurores boréales elles-mêmes. Quelquefois l'aiguille est assez tranquille, mais c'est quand l'arc est immobile à l'horizon; dès qu'il commence à darder des rayons, sa déclinaison change à chaque instant : cela arrive dans nos latitudes, même lorsque les aurores ne sont visibles que près du pôle. La liaison qui existe entre les rayons de l'aurore et les mouvements de l'aiguille n'a pas encore été suffisamment étudiée; on ignore si le pôle nord est attiré ou repoussé, et on ne pourrait le savoir qu'en faisant un grand nombre d'observations correspondantes.

D'après **Wilke**, l'inclinaison est aussi variable que la déclinaison pendant les grandes aurores boréales, l'aiguille s'élève et s'abaisse avec la couronne boréale : mêmes remarques pour l'intensité. Suivant M. **Hansteen**, elle augmente souvent beaucoup peu de temps avant l'apparition de l'aurore; mais, dès que l'aurore a commencé, elle diminue d'autant plus que celle-ci est plus brillante, et elle revient ensuite lentement, souvent seulement au bout de 24 heures, à sa valeur primitive : d'autres observateurs ont constaté ce fait [1].

[1] M. Bravais conclut des observations qu'il a faites à Bosekop (lat. 69° 58' N.), sur les variations de l'intensité verticale (composante verticale de la force magnétique), que cet élément éprouve, lors de l'apparition des aurores boréales, des changements analogues à ceux de l'intensité horizontale. En général, sa valeur augmente lorsque l'aurore boréale paraît ou va paraître; puis elle diminue pendant la période la plus active de ce phénomène.

M. Siljestroem a discuté, de son côté, les observations qu'il a faites dans le même

CAUSE DES AURORES BORÉALES. — Quoiqu'elles soient évidemment liées intimement au magnétisme, il est cependant impossible de dire quelle est cette liaison. Sans doute on connait assez bien les lois de la distribution du magnétisme à la surface du globe, mais on ignore cependant si la terre est composée de particules magnétiques, ou si des courants magnétiques intérieurs déterminent la direction de l'aiguille : ce qu'il y a de certain, c'est que la distribution du magnétisme est liée à celle de la chaleur, puisque les pôles du froid et les pôles magnétiques coïncident probablement entre eux.

Imaginons qu'une cause quelconque, telle que la distribution anomale de la température, trouble l'équilibre du fluide magnétique et augmente sa force : alors il y a étincelle magnétique comme on la produit dans un aimant artificiel. Prenez un fil de cuivre entouré de soie et portant à l'une de ses extrémités une petite lame de cuivre bien décapée; tournez le tout en hélice autour d'un aimant, et courbez l'autre extrémité du fil de telle façon, qu'il soit peu éloigné de la plaque de cuivre et puisse la toucher : vous verrez une étincelle partir entre les deux extrémités du fil chaque fois que vous romprez ou que vous rétablirez le

lieu, et comparé entre elles les variations simultanées de la décliuaison, de l'inclinaison et de l'intensité horizontale magnétiques. Il est arrivé aussi à cette loi remarquable : « Lorsque le pôle nord se porte vers l'ouest, l'inclinaison a contume de diminuer et l'intensité horizontale d'augmenter. »

En même temps, et toujours d'après les mêmes observations, le pôle nord marchant vers l'ouest, l'intensité verticale augmente, mais dans un rapport moindre que ne le fait l'intensité horizontale. Si, par exemple, cette dernière augmente de 1/10ᵉ de sa valeur, la composante verticale augmentera de 1/20ᵉ ou de 1/25ᵉ de la sienne : la diminution observée dans l'inclinaison est le résultat de ces deux accroissements inégaux.

Toutes les fois qu'un barreau magnétique est dévié de sa position, on peut imaginer qne l'on a appliqué nne force horizontale, verticale ou oblique à son extrémité nord, la force inverse à l'extrémité sud, et que le changement observé est le résultat de cette double force perturbatrice qui se surajoute aux forces ordinaires. Si maintenant l'on se reporte à la loi de variation simultanée découverte par M. Siljestroem, et si on l'interprète conformément à la remarque précédente, on en conclura facilement que les forces perturbatrices ne sont pas indifféremment susceptibles de toutes les directions diverses qu'il est possible d'imaginer, et qu'elles affectionnent de préférence un certain sens qne les observations laissent entrevoir dès aujourd'hui sans en permettre une détermination rigoureuse. Cette identité de direction laisse entrevoir une communauté d'origine, une sorte de foyer, situé probablement dans l'intérieur du globe, et duqnel émanent ces forces; celles-ci pourraient d'ailleurs être attractives ou répulsives ponr le pôle nord des aiguilles. En plaçant à Bosekop une aiguille magnétique de telle sorte qu'elle décline de 33° à l'O. du méridien astronomique, et que son inclinaison soit de 60°, sa direction prolongée sous terre devra aller rencontrer ce foyer principal des forces perturbatrices magnétiques. L'observation prouve encore que les forces agissent d'habitude par attraction sur le pôle nord à l'époque où l'aurore boréale paraît, et par répulsion vers le milieu et vers la fin de ce phénomène. Il reste maintenant à savoir si les observations simultanées faites sur différents points du globe confirmeront ces indications. M.

circuit, c'est-à-dire chaque fois que vous changerez l'état magnétique de l'aimant.

L'aurore boréale paraît être un phénomène analogue, dû à une rupture dans l'équilibre magnétique du globe; mais expliquer toutes les circonstances que présente l'aurore, c'est ce qui est impossible dans l'état actuel de nos connaissances. J'ai discuté les différentes hypothèses émises à ce sujet dans mon *Traité de météorologie;* peut-être les effluves magnétiques se répandent-elles dans l'air raréfié comme le fluide électrique dans le vide, et l'on comprend que leur direction soit celle d'une aiguille librement suspendue.

IX

PHÉNOMÈNES PROBLÉMATIQUES

Quand on étudie l'histoire des tentatives qui ont été faites pour expliquer les phénomènes naturels, on voit que les hommes se sont toujours attachés à tous ceux qui présentaient quelque chose d'étrange ou de merveilleux. Depuis l'époque où Galilée a prouvé que les lois de la chute des corps sont de la plus haute importance en physique, cette tendance s'est un peu modifiée; toutefois la météorologie se ressent encore de sa fâcheuse influence. Où sont les observateurs qui s'occupent de la succession régulière des modifications de l'atmosphère, et les physiciens qui cherchent à en reconnaître les lois? C'est à peine si l'on regarde les instruments. Mais, que le baromètre ou le thermomètre présentent une élévation ou un abaissement extraordinaires, alors tout le monde est en émoi, et on se figure que les météorologistes vont en tirer les plus belles conséquences. J'ai eu maintes fois l'occasion, dans le cours de cet ouvrage, de faire voir que ces faits extraordinaires ne nous apprennent rien, précisément parce qu'on les a observés isolément sans s'inquiéter de ce qui les précède et sans examiner ce qui les suit. Ces réflexions s'appliquent surtout aux faits que nous allons étudier dans cette section. Les pluies de soufre, de sang, de météores enflammés, ont, dès les temps les plus reculés, produit une grande sensation; les gens du monde les regardent comme devant être l'objet principal des méditations des météorologistes. Mais ceux-ci ne leur accordent pas plus d'importance que les zoologistes n'en accordent aux monstruosités, dont l'intérêt ne saurait être égal à celui de la série aninnale tout entière. Ces sujets prêtent au romanesque, mais ils ne sont pas féconds en conséquences et en enseignements.

PLUIES DE SOUFRE. — Autrefois, et encore aujourd'hui, l'on a dit qu'il tombait souvent de la fleur de soufre avec la pluie; après de fortes averses, on trouvait que les eaux tranquilles étaient couvertes d'une poussière jaune, et, comme elle s'enflammait aisément, on en a conclu que c'était du soufre : tous les ans on trouve de ces nouvelles dans les journaux. Des recherches plus exactes ont prouvé que cette poussière n'était rien autre chose que le pollen de certaines fleurs, et des pins en particulier, qui était balayé par les vents et précipité avec la pluie; **Elsholtz** l'avait déjà dit en 1676. La nature du pollen dépend de celle des végétaux qui croissent à une certaine distance. **Schmieder** croit qu'en mars et en avril c'est le pollen des aunes et des noisetiers; en mai et en juin, celui des pins, des sureaux et du bouleau; en juillet, en août et en septembre, celui des lycopodes, des *Typha* et de plusieurs espèces d'*Equisetum*. Quand des étangs sont couverts de cette poussière, on trouve ordinairement ces végétaux dans le voisinage, et dans les bois on les observe aux endroits qui sont exposés aux vents.

PLUIES DE SANG. — Dans les chroniques du moyen âge, il est souvent question de pluies de sang; sur le sol ou dans les eaux, on trouvait des taches rouges, et la superstition y voyait un présage de la colère divine. Ce phénomène se reproduit de temps en temps. Mais des recherches microscopiques ont prouvé que ces colorations provenaient de végétaux ou d'animaux innombrables qui remplissent quelquefois les eaux. Souvent cependant il tombe avec la pluie une poussière rouge contenant des principes inorganiques colorés par le fer ou par l'hydrochlorate de cobalt.

On s'est beaucoup occupé dans ces derniers temps de la neige rouge; déjà **de Saussure, Ramond** et d'autres observateurs l'avaient vue sur les Alpes et sur les Pyrénées. Dans la baie de Baffin, **Ross** trouva que la neige était pénétrée quelquefois à plusieurs décimètres de la substance colorante; dans les Alpes, on l'observe sur des pentes peu inclinées. Au microscope, on voit que ce sont des granules rouges dont la nature n'est pas encore parfaitement connue [1].

[1] On peut considérer ces granules comme des végétaux réduits à leur plus simple expression, savoir, à une cellule remplie de liquide. Un grand nombre d'infusoires circulent au milieu de ces utricules, qui leur servent de nourriture; la couleur rouge est la plus ordinaire, cependant ces utricules peuvent verdir comme tous les autres végétaux. L'observation suivante en est la preuve.

Lorsque nous débarquâmes au Spitzberg, le 25 juillet 1838, je m'aperçus, en traversant un champ de neige avec mon ami M. Bravais, que l'empreinte des derniers pas que nous avions faits avant de passer de la neige sur la terre était d'une couleur verte. La surface même de la neige était blanche; mais, à quelques centimètres au-dessous, il semblait qu'elle avait été arrosée avec l'eau résultant d'une décoction d'épinards. Nous recueillîmes cette neige, et, en fondant, elle donna une eau très-faiblement colorée. Dans une autre course je trouvai cette matière verte semblable à une

PLUIES DE BLÉ. — Après de fortes pluies, on a souvent trouvé par terre des corps qui avaient une analogie éloignée avec des grains de blé, et qui paraissaient, comme ces derniers, composés en grande partie de farine; mais on a démontré déjà depuis longtemps que ce n'étaient pas des graines de céréales, et qu'ils n'étaient pas tombés du ciel. MM. **Goeppert** et **Treviranus** ont étudié ce sujet dans ces derniers temps.

En juin 1830, on trouva près de Greisau, village de Silésie, après une pluie d'orage, un certain nombre de corps de nature végétale sur des parties couvertes de gazon. Ces corpuscules étaient extérieurement d'un jaune brun, au dedans d'un blanc transparent, sphériques, rarement cylindriques, ayant de 4 à 18 millimètres de long et 2 à 4 millimètres de diamètre; ils avaient le goût de la farine, mais laissaient dans

poussière répandue à la surface d'un champ de neige dont la majeure partie était couverte d'une quantité énorme d'*Hæmatococcus nivalis*. Au-dessous de la surface et sur les bords du champ, la neige était aussi colorée en vert. Je recueillis la matière verte de la surface, et, au bout de quelque temps, elle se déposa au fond du flacon; alors je décantai la plus grande partie du liquide, qui était incolore.

Une goutte de ce liquide fut placée sur le porte-objet d'un microscope éclairé suivant la méthode de M. Dujardin. Cet habile observateur était présent, ainsi que M. Biot, et voici ce que nous constatâmes. L'eau était remplie d'une matière verte amorphe, au milieu de laquelle on distinguait des grains de *Protococcus* verts parfaitement sphériques. On en remarquait aussi quelques-uns d'une teinte rouge et beaucoup plus gros, enfin d'autres à peine rosés qui, pour la grandeur, étaient intermédiaires entre les deux premiers. Depuis j'ai examiné ces grains rouges ou rosés au microscope, et j'ai trouvé que cette neige verte se composait de granules variant pour la grosseur et la couleur.

Les uns paraissaient *simples;* ils étaient verts ou d'un rose pâle et de 0,01 à 0,05 de millimètre de diamètre; quelques-uns, rares et d'un rouge de sang, avaient 0,02 de millimètre. D'autres globules paraissaient *composés*, c'est-à-dire formés d'une enveloppe renfermant des globules à l'intérieur. Leur diamètre était de 0,05 à 0,055 de millimètre de diamètre. M. Montagne voulut bien les examiner avec moi et dessiner l'un d'entre eux sous un grossissement de 3,000 fois. Il avait une paroi épaisse et contenait cinq granules rouges. Jamais je n'ai pu voir distinctement un globule renfermant des granules verts.

Ayant examiné comparativement de la neige rouge (*Hæmatococcus nivalis*) recueillie dans le voisinage de cette matière verte, nous pûmes vérifier l'identité des globules *rouges* de la neige verte avec ceux de la neige rouge. Cette dernière offrait de plus des chapelets plus ou moins longs, formés par des globules simples ajoutés bout à bout, et rappelant l'apparence moniliforme des espèces du genre *Torula*. Il est évident, d'après ce que nous venons de voir, que la neige verte (*Protococcus viridis*) et la neige rouge (*Hæmatococcus nivalis*) sont une seule et même plante à différents états; mais il est difficile de décider quel est l'état primitif. Toutefois, en réfléchissant qu'on voit des utricules incolores renfermant des granules *rouges* qui deviennent libres quand l'utricule mère vient à disparaître, on peut supposer avec quelque raison que la couleur rouge est particulière au globule jeune, qui verdit ensuite sous l'influence prolongée de la lumière et de l'air. Or on conçoit que si la neige n'est pas très-ancienne, ou si elle est balayée par les vents, comme c'est le cas le plus fréquent, surtout dans les montagnes, l'*Hæmatococcus* rouge n'a pas le temps de verdir. M.

la bouche un arrière-goût âcre et brûlant. Par une dessiccation rapide, le goût âcre disparaissait, et le grain avait alors celui d'une amande. Des recherches exactes ont fait voir que ces grains étaient les tubercules de la ficaire (*Ranunculus ficaria, L.*), plante très-commune en Silésie. Au milieu de juin, les feuilles et les tiges de cette plante printanière se dessèchent, et il ne reste que les racines, qui se composent de 6 à 20 petits tubercules fixés à de faibles radicules. Une forte pluie entraîne ces tubercules, les sépare de la racine et les amène dans les points déclives : aussi les trouve-t-on après la pluie, mais personne ne les a encore vus tomber avec elle.

On avait déjà observé il y a longtemps ces tubercules dans différentes contrées, mais on les avait méconnus. Des graines de plusieurs plantes charriées et accumulées dans certains points par de fortes pluies ont été prises aussi pour des produits de l'atmosphère : telles sont les graines de *Melampyrum nemorosum*, *Veronica hederæfolia*, etc. Personne ne s'étonnera que des coups de vent accompagnés de pluie puissent ainsi transporter des graines et des fruits.

PLUIES D'ANIMAUX. — De petits animaux, tels que des grenouilles, des poissons, des chenilles, etc., paraissent tomber quelquefois avec la pluie : au moins les a-t-on trouvés en grand nombre dans les champs après la pluie; mais ce sont des animaux enlevés par le vent, entraînés par les pluies, ou que l'humidité a fait sortir de leurs retraites. On a soutenu dans ces derniers temps que des animaux étaient tombés du ciel, même par un temps calme; à toutes ces assertions je ne connais pas d'autre réponse que celle qu'un des naturalistes les plus distingués de l'époque fit à quelqu'un qui lui assurait avoir vu de ses yeux un de ces phénomènes. « Il est heureux, lui dit-il, que vous l'ayez vu, car maintenant je le crois; mais, si je l'avais vu, je ne le croirais pas. »

BROUILLARD SEC (*trockener Nebel, Hoeherauch, Haarrauch, Landrauch, Sonnenrauch, Moorrauch, Heiderauch*). — Voici comment ce phénomène se présente dans l'Allemagne méridionale. Lorsque, pendant le jour, le ciel est parfaitement pur et sans nuages, le bleu du ciel n'a pas le ton azuré qui lui est ordinaire; il est mat sans présenter la teinte qu'on observe lorsque de fins *cirrus* troublent sa transparence; dans ce dernier cas, la couleur blanche est dominante; avec le brouillard sec le bleu est terni par un mélange d'une couleur sale. A quelques degrés au-dessus de l'horizon, le bleu du ciel est brusquement interrompu, et on voit qu'il se termine supérieurement par un anneau plus ou moins bien limité d'une couleur d'un rouge brun terne. Les *cumulo-stratus*, dont le bord supérieur est ordinairement d'un blanc brillant, paraissent plus ou moins colorés en rouge vers midi, même lorsque les nuages ont une hauteur de 30° à 40° au-dessus de l'horizon. Les objets terrestres éloignés et d'une couleur foncée paraissent effacés et couverts

d'un voile bleu. Le soleil a un aspect mat, même lorsqu'il est élevé; sa lumière offre une teinte rougeâtre. Les ombres des objets terrestres sont mal terminées. Quand l'astre se rapproche de l'horizon, il a une couleur d'un rouge de sang; on peut le regarder sans être ébloui, et son éclat est tellement affaibli, qu'on ne le voit plus avant qu'il soit descendu au-dessous de l'horizon. Il arrive même que le bord inférieur du soleil est à peine visible, tandis que le supérieur offre un bord rouge parfaitement limité.

Quelquefois le brouillard sec a une intensité remarquable; on en trouve beaucoup d'exemples dans les chroniques. Celui de 1783 a fait une sensation générale en Europe; voici les phénomènes qu'il a présentés : son épaisseur était telle, que, dans quelques points, on ne pouvait distinguer des objets éloignés de 5 kilomètres; quelquefois ils paraissaient bleus ou entourés d'une vapeur. Le soleil paraissait rouge, sans éclat, et on pouvait le fixer en plein midi; à son lever et à son coucher il disparaissait dans la brume. C'est à Copenhague qu'on le remarqua d'abord le 29 mai; il vint après une succession de beaux jours. Dans d'autres points il avait été précédé d'un coup de vent, en Angleterre il survint après des pluies continuelles; à la Rochelle on le vit le 6 et le 7 juin, à Dijon le 14; puis l'atmosphère redevint sereine à la Rochelle jusqu'au 18. On le remarqua presque partout en Allemagne, en France et en Italie du 16 au 18; le 19 il fut observé à Franecker et dans les Pays-Bas; le 22 à Spydberg, en Norvége; le 23 sur le Saint-Gothard, et à Bude; le 24 à Stockholm; le 25 à Moscou; vers la fin de juin en Syrie, et le 1er juillet dans l'Altaï. Quelques observateurs prétendent y avoir trouvé des traces d'acide, mais ces observations n'ont pas plus de valeur que les expériences qui ont été faites sur l'électricité atmosphérique. On l'accuse d'avoir causé une épidémie de charbon parmi les céréales, et des maladies chez les végétaux en général; mais on sait que ces maladies se montrent sans que le brouillard sec les détermine.

Dans la suite, et surtout en 1834, on a aussi observé un épais brouillard sec. Je l'ai vu le 23 mai sur la montagne de Victor dans le Harz. Le même jour un violent vent du nord le poussa jusqu'à Bâle, où il resta 3 à 4 jours; le 25 on le vit par un fort vent de N.E. à Orléans, et à la même époque, surtout les 21, 22 et 24, à Munster. Plusieurs fois, dans le cours de cet été, je notai des brouillards secs plus ou moins épais. Le 28 et le 29 juillet ils furent remarqués à Halle, Freiberg et Altenberg en Saxe, et ils durèrent plusieurs jours; enfin ils disparurent le 2 août pendant une pluie d'orage, et ne se montrèrent que pendant quelques jours isolés du mois d'août.

Le brouillard sec est surtout commun dans l'Allemagne septentrionale et occidentale ainsi qu'en Hollande; **Finke** l'attribue à la combustion de la tourbe. En effet, pour préparer à la culture les terrains tourbeux, on

les défonce et on retourne les mottes en automne, afin qu'elles sèchent pendant l'hiver; si le mois de mai est sec, on y met le feu, en ayant soin qu'elles jettent beaucoup de fumée et peu de flamme. Plus l'air et le sol sont secs, mieux l'opération réussit, la pluie l'entrave au contraire; en été de grandes surfaces s'allument spontanément. La quantité des produits de la combustion alors peut s'élever à 9 millions de kilogrammes.

Dans ces contrées le brouillard sec coïncide avec la combustion de la tourbe; quand l'air est sec, la fumée reste suspendue dans l'atmosphère et peut être entraînée par les vents. Le vent souffle toujours du côté des tourbières quand le brouillard sec se manifeste, et souvent on a vu les brouillards provenant distinctement des marais tourbeux.

Le brouillard sec si épais de 1834 venait en partie de la combustion des tourbières et des incendies qui ont signalé cette année. Pendant qu'on l'observait à la fin de mai dans le Harz, aux environs d'Orléans et de Bâle, il y avait des incendies dans les tourbières. Ainsi en particulier la tourbière de Dachau en Bavière brûla jusqu'à la profondeur de 2^{m},5, et l'incendie se propagea même par-dessous des fossés pleins d'eau; aux environs de Munster et dans le Hanovre, plusieurs tourbières furent consumées. Plus tard, en juillet, il y eut des incendies terribles de forêts et de tourbières près de Berlin, en Prusse, en Silésie, en Suède et en Russie; la sécheresse favorisait la propagation de ces incendies et le transport de la fumée.

C'est à la même cause qu'il faut probablement attribuer l'aspect particulier de l'air en automne. Dans les beaux jours, où l'atmosphère est très-sèche, l'air est moins transparent; les objets éloignés ne se voient pas distinctement, ils paraissent entourés d'un léger brouillard. Comme, dans beaucoup de contrées, on brûle à cette époque des tas de mauvaise herbe et des souches de pommes de terre, je crois que la fumée qu'ils produisent se répand dans l'atmosphère.

Peut-on attribuer à la même cause le brouillard sec de 1783, qui s'étendit sur une grande partie de l'Europe? A l'époque où il se montra, on imagina plusieurs hypothèses pour expliquer son origine : **Lalande** l'attribuait à la quantité d'électricité développée par un été très-chaud qui succédait à un hiver humide; **Cotte** le regardait comme formé par des émanations métalliques unies à l'électricité par suite de la grande chaleur et des nombreux tremblements de terre; d'autres physiciens ont rattaché ce brouillard à l'électricité, sans que je puisse comprendre comment celle-ci pourrait ainsi troubler l'atmosphère. Cependant **Veltmann** avait montré que ces phénomènes sont concomitants avec les grandes combustions de tourbe qui ont lieu en Westphalie.

Dans cette même année il y eut un violent tremblement de terre en Calabre et une éruption volcanique en Islande; aussi plusieurs physiciens leur attribuèrent-ils l'existence de ce brouillard. Il est vrai que rare-

ment les phénomènes volcaniques se montrèrent avec autant de violence; et l'on peut ajouter en faveur de cette opinion que, dans les années où un brouillard sec très-intense remplissait l'atmosphère, les volcans furent en activité : exemple, les années 526, 1721, 1822 et 1834. Cependant le brouillard a plusieurs fois précédé les éruptions. Sommes-nous autorisés par là à regarder les éruptions volcaniques comme une cause immédiate des brouillards secs? Quoique la colonne qui s'élève au-dessus d'un volcan ait la plus grande analogie avec une colonne de fumée, cependant des recherches plus exactes ont montré qu'elle se compose en grande partie de vapeur d'eau et de cendres volcaniques, auxquelles se mêlent, en plus ou moins grande quantité, des gaz transparents : personne n'a observé de véritable fumée. Mais, quand la lave coule sur les flancs de la montagne, elle carbonise tout ce qu'elle rencontre, et un immense nuage de fumée s'élève dans l'air. Si nous songeons à l'immense quantité de végétaux qui furent consumés en Islande, ainsi que dix-sept villages, nous comprendrons que la lave, coulant sur un sol couvert de végétaux, ait pu produire cette fumée, que les vents du nord répandirent ensuite sur une grande partie de l'Europe. Ajoutez à cela que les combustions de tourbe et les incendies de forêts furent aussi fréquents cette année que pendant toutes celles qui se distinguent par une sécheresse excessive : c'est à cette dernière cause qu'il faut rapporter l'odeur que l'on sentit spécialement en Hollande.

Les habitants de l'Europe occidentale et septentrionale attribuent au brouillard sec une grande influence sur l'état de l'atmosphère : ils rattachent à son existence la prédominance des vents du nord qui règnent alors, et disent qu'il chasse la pluie, les orages, et qu'il est une cause du froid. Il est vrai que les choses se passent ainsi à l'époque de la combustion des tourbières, mais je doute qu'il faille les attribuer à cette cause : cette opinion, si généralement répandue dans ces contrées, tient à ce qu'on considère un phénomène général sous un point de vue d'étroite localité. C'est ainsi qu'on croit, sur les côtes de la Poméranie, que le froid qui arrive subitement avec les vents du nord tient au voisinage de la mer; et on l'accuse de bien des méfaits dont elle est innocente, puisqu'on éprouve la même chose dans le centre de l'Allemagne. Ces vents soufflent dans toute l'Allemagne, accompagnés de nuits froides, de sécheresse de l'air, et les jeunes plantes en souffrent beaucoup. Quant à la dispersion des orages par le brouillard sec ou à leur transformation en brouillard, je serais tenté de croire qu'on a pris des masses épaisses de brouillard sec accumulées à l'horizon pour des nuages orageux dont le spectateur reconnaissait la véritable nature quand elles s'approchaient de lui.

ÉTOILES FILANTES et **PIERRES MÉTÉORIQUES** (*Sternschnuppen und Meteorsteine*). — Les étoiles filantes s'observent peu-

dant les nuits sereines. Dans une région du ciel un point lumineux se montre sous la forme d'une étoile plus ou moins brillante, se meut à travers l'espace, et s'éteint ensuite subitement; mais son éclat diminue au moment où elle va disparaître. Quelquefois l'étoile laisse sur son passage une traînée lumineuse, cependant cela n'est pas constant; quelquefois aussi l'étoile lance des étincelles. Les anciens regardaient ces météores comme de véritables étoiles qui tombaient : quand ils sont considérables, on les nomme *météores ignés, bolides, globes enflammés* (*Feuerkugeln*, *Feuermeteore*). On voit d'abord un point lumineux semblable à une étoile filante ou un petit nuage clair qui ne tarde pas à s'enflammer, ou bien une ou plusieurs stries parallèles qui forment bientôt un gros globe flamboyant. Ce globe se meut avec une vitesse égale à celle des astres, quelquefois par bonds, qui prouvent une impulsion originelle ou sont un effet de l'attraction terrestre; il grossit et devient un globe enflammé lançant des flammes, de la fumée et des étincelles. Ce globe lumineux traîne ordinairement après lui une queue lumineuse qui s'allonge en pointe et se termine par un nuage de fumée. Cette queue paraît être formée par la substance étirée de la boule elle-même, ou bien elle est accompagnée de petits satellites qui deviennent eux-mêmes de petits globes lumineux; enfin cette boule éclate avec beaucoup de fracas. Ces éclats se brisent souvent encore une fois, et alors les parties constituantes qui n'ont pas été volatilisées tombent sous forme de masses de fer ou de pierre. Ces pierres météoriques ou aérolithes sont d'une composition différente de celle des pierres qu'on trouve à la surface de la terre, et occupent un espace beaucoup plus petit que le grand bolide.

HAUTEUR DES MÉTÉORES IGNÉS. — Les étoiles filantes et les globes enflammés ne se montrant que de temps à autre, il est difficile d'exécuter les opérations nécessaires pour déterminer leur hauteur avec une certaine précision; cependant il est arrivé quelquefois que plusieurs observateurs ont pu mesurer simultanément l'angle de hauteur d'un bolide vu de différents points, et en conclure son élévation absolue dans l'atmosphère. **Benzenberg** et **Brandes** ont fait à cet égard les premières observations : placés à deux points assez éloignés, ils marquaient sur un planisphère céleste chaque étoile filante pour avoir sa position et son parcours apparents; connaissant le moment de l'observation, ils pouvaient en déduire l'angle de hauteur et calculer la hauteur du météore.

L'élévation des étoiles filantes au-dessus de la terre est fort différente, en ce qu'elle oscille entre 16 et 230 kilomètres; la plupart se meuvent dans une région comprise entre 45 et 155 kilomètres. La hauteur moyenne, déduite de toutes ces hauteurs de **Brandes**, est de 116 kilomètres.

La plupart des étoiles filantes vont en descendant, cependant quelques-

unes se dirigent horizontalement ou même en montant; on en a même observé qui décrivaient un demi-cercle d'abord en s'élevant, puis en descendant : **Chladni** en cite plusieurs exemples. Il en résulte que ces corps sont soumis à l'action de la pesanteur, mais qu'ils reçoivent en outre une impulsion assez énergique pour prendre une direction qui peut être quelquefois contraire à celle de la pesanteur; leur vitesse est de 30 à 60 kilomètres dans une seconde.

Les indications de la hauteur des globes enflammés sont fort discordantes; j'en ai donné un grand nombre dans mon *Traité de météorologie*. Il en résulte que leur hauteur moyenne est à peu près celle des étoiles filantes.

FRÉQUENCE DES ÉTOILES FILANTES. — Si les étoiles filantes se succèdent rapidement, on les observe souvent dans la même région du ciel. Suivant **Benzenberg,** il y en a souvent huit dans une heure. Pendant la nuit du 6 au 7 décembre 1798, **Brandes** compta 480 étoiles filantes. Dans ces derniers temps on s'est beaucoup occupé de leur périodicité; on remarque surtout les nuits du 10 au 15 novembre, et celle du 10 au 11 août.

M. de **Humboldt** le premier en a vu un grand nombre à Cumana, dans la nuit du 11 au 12 novembre 1799; on les a observées en même temps dans la Guyane, le Labrador, le Groënland et les environs de Weimar. Déjà auparavant, à Manheim, **Hemmer** avait été frappé de leur nombre dans la nuit du 9 au 10 novembre 1787. En 1813, on en vit beaucoup en Angleterre dans la nuit du 8 novembre; en 1818, dans celle du 13 novembre; et en 1832, le 12 du même mois. De 9 heures du soir jusqu'au lever du soleil, on en compta beaucoup; plusieurs avaient l'aspect de petits globes de feu. En Angleterre, en France, en Suisse, en Allemagne, en Russie, à l'île de France, partout les observateurs avaient été frappés du nombre et de l'éclat de ces météores. Aux États-Unis d'Amérique, les étoiles filantes furent encore plus nombreuses. Le 13 novembre 1833, à 7 heures du soir, **Palmer**, à New-Haven dans le Connecticut, aperçut une vapeur rougeâtre qui d'abord se montra près de l'horizon méridional, puis s'éleva peu à peu jusqu'au zénith; elle était très-transparente, mais voilait néanmoins les étoiles très-petites. Les météores ignés parurent à partir de 9 heures, mais c'est à 4 heures du matin qu'ils se montrèrent en plus grand nombre. Une suite non interrompue de globes enflammés, semblables à des fusées, semblait partir d'un point éloigné du zénith d'un petit nombre de degrés; elles se dirigeaient dans tous les sens, mais cependant toujours de telle manière que leurs directions prolongées viussent toutes converger vers le point indiqué. Autour de ce point, qui, suivant M. **Encke,** coïncide presque avec celui vers lequel la terre se dirigeait dans sa révolution annuelle autour du soleil, se trouvait un espace circulaire de plusieurs degrés

dans lequel on ne vit pas de météores. Ordinairement ils laissaient une traînée lumineuse sur leur passage, et en disparaissant ils éclataient et se réduisaient en fumée; malgré l'attention la plus soutenue, on n'a jamais entendu le bruit d'une explosion. Outre ces masses isolées, l'atmosphère était illuminée de lignes phosphorescentes formées de la succession d'un grand nombre de points lumineux, et semblables aux traits qu'on produit dans l'obscurité en écrivant avec un crayon de phosphore.

Dans les années suivantes, les nuits de novembre ont encore été remarquables par un grand nombre d'étoiles filantes qui semblaient toujours partir de la constellation du Lion, vers laquelle la terre se dirige à cette époque de l'année : mêmes observations sur les nuits du 10 au 11 août, pendant lesquelles on voit aussi beaucoup d'étoiles filantes.

Les globes enflammés ne paraissent pas être également communs dans toutes les saisons. Si nous comptons leur nombre pour chaque mois, nous arriverons aux résultats suivants :

NOMBRE DE GLOBES ENFLAMMÉS DANS CHAQUE MOIS.

Janvier	69	Juillet	47
Février	50	Août	69
Mars	50	Septembre	51
Avril	45	Octobre	61
Mai	46	Novembre	89
Juin	29	Décembre	71

Le plus grand nombre se montre en novembre, le plus petit en juin; sans doute en été la longueur des jours fait qu'un grand nombre de ces météores passent inaperçus : toutefois il faut observer que leur fréquence est plus grande en automne qu'au printemps. En août, où les étoiles filantes sont communes, il y a aussi beaucoup de globes enflammés.

APPARENCES DES GLOBES ENFLAMMÉS. — Leur éclat surpasse celui de la lune; quelques-uns étaient si brillants, même de jour, qu'ils produisaient une ombre. Leur lumière est d'un blanc éblouissant ou bien rougeâtre; on y remarque aussi d'autres couleurs plus ou moins distinctes.

Pendant qu'ils traversent l'atmosphère, des flammes, des étincelles et de la fumée partent de tous les côtés; quelquefois ils semblent s'éteindre en tombant, puis s'allument de nouveau après avoir émis beaucoup de vapeur et de fumée : quand ils traversent l'atmosphère, ils se boursouflent et éclatent avec bruit. **Chladni** expliquait cette rupture par le développement et la dilatation de fluides intérieurs qui crèvent

leur enveloppe. Lorsqu'on ne les voit pas éclater, c'est qu'ils sont trop élevés ou qu'ils se sont éloignés de l'atmosphère, et ont poursuivi leur route dans l'espace. Quelquefois un globe enflammé se divise en un certain nombre de fragments, et chacun de ces fragments forme un petit globe lumineux qui éclate ensuite à son tour; dans quelques-uns la masse, après avoir donné issue aux gaz intérieurs, s'affaisse sur elle-même, puis se gonfle de nouveau pour éclater une seconde fois. Les globes qui font des bonds éclatent ordinairement au point qui sépare deux bonds successifs; ces explosions s'accompagnent de vapeur, de fumée, et l'on voit que le globe poursuit sa course en jetant un nouvel éclat. L'ébranlement est tel quelquefois que les maisons tremblent, les portes et les fenêtres s'ouvrent, et les assistants se figurent qu'il y a tremblement de terre. Quelquefois, dit **Chladni,** l'explosion n'est point remarquée, parce que la masse, après avoir émis ses gaz, s'enveloppe d'une épaisse fumée qui masque sa clarté.

AÉROLITHES ou **PIERRES**, **MÉTÉORIQUES** (*Meteorsteine*). — Quand le globe a éclaté, les morceaux tombent sur la terre; il y en a quelquefois beaucoup, témoin ceux qu'on ramassa près de l'Aigle le 26 avril 1803, et près de Stannern le 22 mai 1808. Cependant ils peuvent tomber aussi sans se briser : ces fragments sont connus sous le nom d'*aérolithes*.

La plupart des aérolithes ont une forme générale toujours la même; suivant **Schreibers,** c'est un prisme à quatre ou cinq pans inégaux ou une pyramide oblique. En dehors elles sont entourées d'une écorce noire ou noirâtre qui paraît avoir la même composition chimique que le noyau, quoiqu'elle ait passé à l'état de scorie. Cette écorce, dont l'épaisseur dépasse rarement $0^{mm},55$, présente des inégalités; elle est noire et peu brillante, ou bien d'un brun noirâtre brillant, comme si la pierre avait été enduite d'un vernis. Quelquefois elle a un éclat métallique comme du fer fondu et peu oxydé; ou bien l'aspect du bitume. L'écorce peut être tellement dure, qu'elle fait feu avec le briquet; dans quelques pierres on trouve des couches, des veines et des taches de même nature que l'écorce. L'aérolithe semble avoir déjà été formé lorsqu'un nouveau boursouflement a ramené à l'intérieur une partie de l'écorce. Cette écorce n'a pas la moindre analogie avec un produit volcanique, et nous ne pouvons obtenir une croûte analogue qu'en fondant ces pierres à l'abri de l'action de l'air; mais il est difficile de dire quel est celui de ses principes composants qui contribue le plus à la formation de cette enveloppe. La composition de ces pierres est différente de celle de toutes les pierres qu'on trouve à la surface du globe. D'après les analyses faites par **M. Gustave Rose,** les unes sont formées d'une masse grise dans laquelle on ne trouve d'autre substance que du fer métallique; les autres sont composées de substances diverses dont les unes, blanches, sont

probablement du labrador (feldspath opalin) : les autres, qui sont brunes, ressemblent au pyroxène.

Si on les réduit en poudre, on peut, avec un aimant, en retirer environ 20 pour 100 de fer et de nickel; l'analyse chimique y démontre encore les principes suivants : de l'oxygène, de l'hydrogène, du soufre, du phosphore, du carbone, de la silice, du chrome, du potassium, du sodium, du calcium, du magnésium, de l'aluminium, du fer, du manganèse, du nickel, du cobalt, du cuivre et de l'étain. Suivant M. **Berzelius**, ces dix-huit substances élémentaires y forment les composés suivants :

1° *Fer métallique*, contenant un peu de nickel, de cobalt, de magnésium, de manganèse, d'étain, de cuivre, de souffre et de carbone;

2° *Sulfure de fer* avec proportion égale de soufre et de fer;

3° *Fer magnétique;*

4° *Olivine météorique;* elle constitue la moitié du résidu qu'on obtient quand on a enlevé les métaux altérables à l'aimant; sa composition est la même que celle de l'olivine terrestre;

5° Des *silicates*, des combinaisons de *chaux*, de *magnésie*, d'*oxydes de fer*, de *manganèse*, d'*argile*, de *soude* et de *potasse* insolubles dans les acides, dans lesquelles l'acide silicique est en proportion double de tous les autres corps, et qui forment probablement deux minéraux, l'un *pyroxénique*, l'autre analogue à la *leucite;*

6° *Chromate de fer*, en petite quantité, mais constant;

7° *Oxyde d'étain.*

MASSES DE FER MÉTÉORIQUES. — Quelquefois l'aérolithe tout entier est uniquement composé de fer métallique; toutefois ce cas est plus rare que celui où il n'en contient qu'une certaine quantité. Le 26 mai 1751, deux masses tombèrent près Hradschina, dans le comitat d'Agra : l'une pesait 35, l'autre 8 kilogrammes. On en a trouvé dans d'autres pays qu'on n'a pas vues tomber du ciel, mais que leur forme et leur composition doivent faire considérer comme des aérolithes. Une des plus connues est celle que **Pallas** découvrit en Sibérie dans l'année 1771, et que les Tartares considéraient comme un objet sacré tombé du ciel; son poids était de 700 kilogrammes. On a trouvé des masses analogues en Bohême, en Hongrie, au cap de Bonne-Espérance, au Mexique, au Pérou, au Sénégal, dans la baie de Baffin, etc., etc. Le fer est plein de cavités remplies de cristaux d'olivine plus ou moins parfaits; ces cristaux enlevés, le résidu contient encore 90 pour 100 de fer, quelques pour 100 de nickel, et le reste mérite à peine d'entrer en ligne de compte.

ORIGINE DES MÉTÉORES IGNÉS. — Comme ils se trouvent dans des régions inaccessibles à l'homme, l'imagination a beau jeu pour forger des hypothèses que la raison ne saurait contrôler. Autrefois on affir-

mait que les étoiles filantes étaient composées d'une matière gélatineuse, et l'on a souvent dit que les différentes espèces de *Nostoch* qu'on trouve sur les bords des rivières étaient des étoiles filantes. **Chladni** le premier fit voir que les globes enflammés et les étoiles filantes sont une seule et même chose, et ne diffèrent que par leur grosseur. Depuis qu'il a prouvé aussi que des pierres tombent du ciel, on a émis quatre hypothèses principales que nous allons examiner.

Hypothèse vulcanienne. — On a soutenu dans l'origine que ces pierres étaient vomies par les volcans de notre globe; mais ce système est insoutenable, car nos volcans ne pourraient les lancer à une grande hauteur, et leur composition diffère totalement des produits volcaniques.

Pierres de la lune. — Quelques mathématiciens, **Laplace** entre autres, ont cherché à prouver que ces pierres pouvaient être projetées par les volcans de la lune assez loin pour entrer dans la sphère d'attraction de la terre et tomber sur elle. Le calcul montre que, pour que cet effet ait lieu, il faudrait que la pierre eût une vitesse initiale de 3,250 mètres par seconde, et qu'elle fit en deux jours et demi environ le trajet de la lune à la terre.

Malgré la possibilité du fait, il présente encore, suivant **Olbers**, de graves difficultés; car le corps lancé par le volcan est soumis à cette force de projection, et en outre à celle qui résulte du mouvement de la lune et qui agit tangentiellement à l'orbite lunaire. Ainsi donc les corps graves lancés par les volcans de la lune et qui s'approchent de la terre, sont attirés par elle et décrivent une courbe. Pour que le corps tombe à la surface de la terre, il faut qu'il existe un rapport déterminé entre la direction et la vitesse du projectile, et par conséquent peu d'entre eux tomberont sur la terre. Suivant **Olbers**, la vitesse initiale de 7,000 à 11,000 mètres par seconde, déterminée par **Brandes**, est aussi contraire à cette hypothèse : en effet, supposons que la pierre soit lancée par le volcan avec la vitesse de 2,600 mètres seulement, elle arrivera avec une vitesse acquise de 11,400 mètres. Or les globes enflammés, parcourant environ 37,000 mètres par seconde, devraient être lancés par la lune avec une vitesse de 32,500 mètres environ, vitesse qu'on doit regarder comme tout à fait impossible.

Hypothèse atmosphérique. — D'autres physiciens ont admis que ces météores ignés étaient un produit de notre atmosphère; et, quoique **Chladni** ait rejeté cette explication, elle a cependant été soutenue par **Egen, G. Fischer** et **Ideler**; le premier surtout a émis quelques considérations importantes en faveur de cette opinion. Un grand nombre de métaux s'élèvent dans l'atmosphère à l'état gazeux; et, si l'analyse chimique ne les retrouve pas, cela tient uniquement à ce que leur quantité proportionnelle est très-petite. Il s'élève des usines métallurgiques de Clausthal annuellement plus de dix millions de kilogrammes de vapeurs

composées d'eau, de plomb, de fer, de zinc, de soufre, d'antimoine et d'arsenic; plusieurs de ces métaux ont été retrouvés par **R. Brandes** et **Zimmermann** dans l'eau de pluie. Ensuite **Egen** s'appuie surtout sur les phénomènes qu'on a observés pendant la formation des météores ignés : ou bien le ciel était troublé par un nuage sombre ou brillant, ou bien des bandes blanches se réunissaient en une seule masse. Il faut donc admettre qu'une force dont l'action s'accompagne de production de lumière détermine la condensation des vapeurs dans les hautes régions de l'atmosphère, vapeurs qui deviennent visibles comme la vapeur d'eau passant à l'état de nuage, et qu'en même temps d'autres forces les poussent dans une direction qui n'est point celle de la pesanteur : cette force, suivant lui, c'est l'électricité. **Egen** examine ensuite en détail les différentes circonstances qui accompagnent leur translation, et les déduit avec beaucoup de sagacité de son hypothèse; il dit que les météores ignés sont surtout communs quand l'atmosphère n'est pas dans son état normal. On peut lui objecter que cela provient de ce qu'alors on examine les phénomènes célestes avec plus d'attention. Il est en outre difficile de comprendre comment ces vapeurs, répandues dans un espace immense, peuvent se réunir en masses énormes et acquérir une vitesse considérable. D'autres objections, et en particulier celle que **Chladni** tire des bonds de ces météores, tombent d'elles-mêmes quand on tient compte de la résistance de l'air et de la force d'impulsion des gaz qui s'échappent du globe, puisque toutes les fusées volantes font aussi des bonds de ce genre.

Hypothèse cosmique. — Avant que l'on sût que les globes de feu ne sont que des masses de pierre et de fer incandescentes, **Halley**, **Wallis**, **Bergmann** et d'autres les regardaient comme des corps se mouvant dans l'espace, et que la terre rencontrait et attirait vers elle. **Chladni** admit cette explication dès l'origine de ses recherches, et dans la suite il l'a toujours défendue; suivant lui, deux cas sont également possibles : ou ce sont des masses qui n'ont jamais appartenu à aucun astre, ou ce sont les débris d'une ancienne planète. Quoique ces deux hypothèses aient chacune leur degré de probabilité, **Chladni** regarde la première opinion comme la plus vraisemblable.

Un grand nombre d'observations prouvent qu'outre les grands corps célestes, il en est de petits qui se meuvent dans l'espace : tels sont les points et les traînées lumineuses que les astronomes ont souvent vus traverser le champ de leurs télescopes; telles sont aussi des masses opaques qu'on a remarquées pendant le jour devant le disque du soleil, et qui ont souvent une surface considérable. Suivant **Chladni**, ces masses éparses sont de la matière primitive disséminée dans l'espace et destinée à former des mondes nouveaux; il croit aussi que ces nébuleuses, que le télescope ne peut pas décomposer en étoiles, ne sont elles-mêmes que

de la matière lumineuse très-diffuse répandue sur de grands espaces. Les comètes se distinguent de ces masses par leur petitesse, leur isolement et une densité plus considérable; elles ne sont que des masses analogues aux nuages ou formées de poussière ou de vapeur dont les particules s'attirent mutuellement. Cette faible densité des comètes ne résulte pas uniquement de l'attraction que les planètes les plus rapprochées exercent sur elles, mais encore de ce que l'on peut voir des étoiles fixes à travers.

Il est possible aussi que ces masses proviennent d'astres détruits. Plusieurs observations prouvent qu'en effet des astres ont disparu de la voûte des cieux, et la raison conçoit la possibilité de cette destruction. Lorsque des étoiles apparaissent douées d'un grand éclat, brillent pendant quelque temps pour disparaître ensuite, cela prouve, suivant **Chladni**, une violente combustion dans un corps que l'on doit ranger parmi les étoiles fixes. Telle est l'étoile qui, dans le onzième siècle, brilla pendant trois mois dans la constellation du Bélier d'un éclat variable, puis disparut pour toujours. La grande étoile rouge qui parut au printemps de 1245, près du Capricorne, diminua d'intensité vers la fin de juillet; l'étoile observée par **Kepler** dans la constellation d'Ophiucus fut visible du 10 octobre 1604 jusqu'au mois d'octobre 1605; la brillante étoile qui brilla pendant les années 945, 1264 et 1572 dans Cassiopée appartient à la même catégorie. Si des planètes ou des comètes gravitent autour d'un astre semblable, ce développement subit de chaleur et de lumière doit avoir une grande influence sur elles. Quand la force agissant de dedans en dehors, qui tend à détruire un astre, vient à l'emporter sur l'attraction mutuelle de ses parties, il peut éclater : ainsi les quatre planètes télescopiques Cérès, Pallas, Junon et Vesta ne sont peut-être que les débris d'une grande planète. Si de pareilles explosions ont eu lieu, on comprend qu'un grand nombre de petits fragments doivent être projetés au loin.

Quelle que soit l'hypothèse que l'on embrasse, toujours est-il que le retour périodique d'un grand nombre d'étoiles filantes, qui semblent toutes partir du même point sans prendre part au mouvement de la terre, est un argument puissant en faveur de l'hypothèse cosmique. On peut admettre qu'outre les planètes et les comètes, des millions d'astéroïdes se meuvent autour du soleil, et deviennent visibles quand ils s'enflamment en entrant dans l'atmosphère terrestre. La plus grande partie abandonne probablement de nouveau l'atmosphère de la terre pour continuer sa révolution autour du soleil. Ces masses sont répandues dans l'espace, mais non d'une manière uniforme, et il est des points où elles sont réunies en grand nombre ; tels sont les groupes que la terre traverse le 10 août et le 13 novembre. Mais elles ne sont pas également nombreuses sur chacun de ces points. Il y a plus : si l'on admet,

avec **Olbers**, qu'elles exécutent leur révolution autour du soleil en 5 ou 6 ans, il en résulte que la terre en rencontre toujours un grand nombre en été et en automne; mais aussi certaines années, telles que 1799 et 1833, se font remarquer par une abondance extraordinaire de ces météores.

Si l'esprit peut concevoir comment la terre rencontre ces astéroïdes, il ne s'explique nullement leur incandescence. **Chladni** croit qu'en arrivant dans l'atmosphère terrestre elles éprouvent une résistance qui produit les bonds, et qui est d'autant plus grande que ces corps ont un volume originaire beaucoup plus grand que celui des pierres qui tombent sur la terre : nous devons en conclure que le globe enflammé a une très-faible densité. Cette résistance amène aussi l'incandescence et l'inflammation de ce corps; il comprime l'air, et cette compression engendre une chaleur telle, que le corps s'enflamme. Si l'on objecte que l'air est très-rare à une aussi grande hauteur, on répondra qu'il faut tenir compte de l'extrême vitesse. **M. Parrot** admet, outre la compression, l'action de la vapeur d'eau sur les combinaisons des métaux avec le soufre; il serait même possible que les éléments des pierres météoriques fussent le silicium, le magnésium, le calcium, le potassium, etc., qui se transformeraient en silice, magnésie, chaux, potasse, etc., sous l'influence de l'eau : combinaison pendant laquelle il se développe toujours de la chaleur, qui, jointe à celle produite par la compression, peut rendre ces corps incandescents. Peut-être contiennent-ils des corps plus inflammables qui disparaissent dans l'atmosphère avant qu'ils arrivent à la terre. Il est impossible de dire à ce sujet quelque chose de positif, puisque nous ne saurions nous transporter dans les régions où la combustion commence.

FIN.

NOTES

DU TRADUCTEUR

Note A, page 15.

Interpoler, c'est rétablir dans une série de nombres les termes manquants, en ayant égard à la loi suivant laquelle ces nombres doivent procéder. Supposons que pendant 30 jours et à toutes les heures de la journée on ait observé le baromètre : on formera les moyennes horaires en prenant la moyenne des 30 observations de midi, celle des 30 observations faites à 1 heure du soir, et ainsi de suite. Supposons de plus qu'on ait omis une des 30 observations de 1 heure; on la restituera en lui donnant sa valeur la plus probable, on *interpolera*. Dans le cas actuel, il suffira, comme les intervalles sont courts, de prendre pour 1 heure la moyenne entre des lectures de midi et de 2 heures. Si l'on s'était contenté de prendre la moyenne des 29 observations réellement faites, en divisant leur somme par 29, le nombre obtenu n'aurait pas été comparable avec les autres moyennes : cette manière d'opérer doit donc être rejetée.

Le nombre obtenu par interpolation n'est qu'une approximation, puisque la véritable loi suivant laquelle marchent les pressions barométriques est inconnue *à priori :* il est donc impossible d'éviter entièrement un peu d'arbitraire dans la manière d'interpoler. Tel calculateur pourra estimer que la moyenne arithmétique entre midi et 2 heures est trop faible pour représenter l'observation omise à l'époque intermédiaire; tel autre la jugera trop forte : le premier l'augmentera, le second la diminuera. Nous allons essayer de donner quelques règles propres à diminuer l'arbitraire qui règne en cette matière; ces règles peuvent être utiles aux observateurs dans la rédaction de leurs observations.

La première chose à faire est d'interpoler en supposant la marche de l'instrument uniforme depuis la dernière des observations qui ont précédé, observation que je nommerai A, jusqu'à la première de celles qui ont suivi, ou observation B. Il est visible que, si on représente les observations par une courbe plane en prenant les temps pour abscisses et les lectures pour ordonnées, cette méthode consiste à admettre que dans l'intervalle entre les observations A et B la courbe a été sensiblement rectiligne.

Les nombres intermédiaires obtenus par cette voie au moyen de simples règles de trois ne sont qu'une première approximation. On peut se borner à cette première approximation dans divers cas : 1° si l'on ne vise pas à une grande précision, par exemple s'il s'agissait d'avoir à 1 ou 2 millimètres près l'état du baromètre, ce qui est en général suffisant pour le calcul des réfractions astronomiques ; 2° dans les observations horaires instituées dans le but d'obtenir les courbes de variation diurne, si l'intervalle de temps n'excède pas 2 à 3 heures, et en général lorsque l'intervalle entre A et B n'excédera pas la huitième partie de la période au bout de laquelle se renouvellent les variations dont on recherche la loi ; 3° si les termes qui, par suite d'observations omises, manquent dans la série des nombres dont on doit prendre la moyenne, sont peu nombreux par rapport aux termes réellement observés ; s'ils n'en forment que la 10e ou la 20e partie, on peut encore, sans grand inconvénient, se contenter d'une *interpolation rectiligne.*

Dans les autres cas, on devra appliquer aux nombres obtenus par cette voie une correction tantôt positive, tantôt négative ; pour pouvoir l'appliquer, on la déduira des observations mêmes. Continuons à supposer que l'observation omise soit celle de 1 heure ; on prendra dans les journées précédentes ou suivantes la valeur du terme $B_1 - \frac{B_0 + B_2}{2}$; B_0, B_1, B_2, représentant respectivement les lectures barométriques à midi, 1 heure et 2 heures. On obtiendra une série de nombres qui pourront être les uns positifs, les autres négatifs ; on les rangera dans une même colonne verticale ; on en prendra la valeur moyenne après avoir fait leur somme, et en ayant égard aux signes respectifs qui les affectent. La moyenne ainsi obtenue sera la correction cherchée.

Il arrive très-souvent que la forme de la courbe est déjà connue assez exactement par des observations antérieures faites dans des circonstances à peu près pareilles. Concevons que ces observations aient donné une série de nombre moyens, de la forme b_0, b_1, b_2, b_3, et correspondant aux diverses heures du jour ; on pourra adopter, sans calcul ultérieur, la quantité $b_1 - \frac{b_0 + b_2}{2}$ comme représentant la valeur de la quantité cherchée. La légitimité de cette supposition se vérifiera ensuite *à posteriori* par l'inspection des moyennes de notre série, lorsque l'on aura obtenu les valeurs de ces dernières ; désignons-les par β_0, β_1, β_2, β_3... : si la quantité $\beta_1 - \frac{\beta_0 + \beta_2}{2}$ diffère peu de $b_1 - \frac{b_0 + b_2}{2}$, il est inutile de revenir une troisième fois sur la valeur des termes interpolés. Dans le cas contraire, on devra substituer à la correction provisoire $b_1 - \frac{b_0 + b_2}{2}$ la correction définitive $\beta_1 - \frac{\beta_0 + \beta_2}{2}$.

Je considérerai encore le cas où les observations consécutives de 1 heure et de 2 heures auraient été omises ; soient B_0, B_3, les observations de 0 heure et de 3 heures. Pour 1 heure, l'interpolation rectiligne donne

$$B_0 + \frac{B_3 - B_0}{3} = \frac{2\,B_0 + B_3}{3}$$

Soit toujours b_0, b_1, b_2, b_3 la série auxiliaire que l'on emploie pour corri-

ger les nombres interpolés; la correction qui doit être ajoutée au terme

$$\frac{2\,B_0 + B_3}{3} \text{ sera } b_1 - \frac{2\,b_0 + b_3}{3}$$

On résoudrait de même les autres cas analogues.

Supposons enfin que, pendant toute la série, les observations d'une même heure aient été omises : la moyenne relative à cette heure manquera entièrement. Il est nécessaire alors d'étudier la marche entière de la courbe pendant toute la période, pour déterminer la valeur la plus probable du terme manquant. Il est un cas étendu dans lequel un calcul direct peut mener à cette valeur; c'est lorsqu'il s'agit de phénomènes périodiques, tels que les variations diurnes thermométriques, barométriques, hygrométriques, magnétiques, les marées, etc. On peut supposer alors, sans grande erreur, que la courbe observée est due à la superposition de deux courbes ondulées ou *sinusoïdes*[1], dont l'une se reproduit semblable à elle-même après un intervalle de temps égal à la période entière, et dont l'autre se reproduit après un laps de temps moitié moindre; il faut en outre, pour que la méthode soit applicable, que le nombre des termes de la courbe réellement déterminés soit au moins égal à cinq. Les formules générales d'après lesquelles s'opère alors la restitution des termes omis, ne sauraient trouver place ici; mais je donnerai toutefois celles propres à deux cas qui se présentent fréquemment : 1° si la période est partagée en douze intervalles égaux par les observations, ce qui arrive pour la journée de 24 heures dans le cas d'observations faites de 2 heures en 2 heures; et pour l'année, dans le calcul des moyennes mensuelles; et si, en outre, un seul terme de cette série a été omis, en nommant b le terme manquant, et b_1, b_2, b_3.... b_{11} les onze autres venant à la suite du terme b, on aura

$$b = \tfrac{2}{7}(b_1 + b_5 + b_7 + b_{11}) + \tfrac{1}{7}(b_2 - b_3 - b_4 + b_6 - b_8 - b_9 + b_{10}) + \tfrac{1}{7}\sqrt{3}\,(b_1 - b_5 - b_7 + b_{11}).$$

2° Si la période est partagée en huit intervalles, ce qui arrive dans le cas d'observations faites de 3 heures en 3 heures; en continuant à appeler b le terme omis, b_1, b_2, b_3... b_0 les sept termes connus qui le suivent dans l'ordre des heures, on aura

$$b = \tfrac{1}{3}(b_1 - b_2 + b_3 + b_4 + b_5 - b_6 + b_7) + \tfrac{1}{3}\sqrt{2}(b_1 - b_3 - b_5 + b_7).$$

Si b et b_1 étaient inconnus tous les deux, on formerait une équation pareille à la précédente en augmentant les *indices inférieurs* d'une unité, et changeant b_8 en b, on aurait

$$b_1 = \tfrac{1}{3}(b_2 - b_3 + b_4 + b_5 + b_6 - b_7 + b) + \tfrac{1}{3}\sqrt{2}(b_2 - b_4 - b_6 + b).$$

Ces deux équations réunies donneraient la valeur de b et de b_1, d'après les méthodes ordinaires de la résolution de deux équations à deux inconnues.

B.

[1] On nomme ainsi une courbe dont les ordonnées sont proportionnelles au sinus des abscisses, ces dernières étant comptées à partir d'un point fixe, et considérées comme étant les arcs d'une circonférence développée sur cet axe des abscisses.

Note B, p. 28.

La détermination des lois météorologiques dépend, avant tout, de l'observation; et, pour reconnaître la liaison mutuelle que les divers phénomènes peuvent avoir les uns avec les autres, il faudrait les observer tous simultanément. Mais la tâche du météorologiste deviendrait alors si pénible qu'aucun d'eux n'y pourrait suffire. De là des lacunes regrettables dans les séries d'observations faites par les hommes les plus laborieux, les plus dévoués à la science. On conçiot donc de quelle importance serait, pour la météorologie, la construction d'appareils qui seraient disposés de manière à conserver la trace des influences qu'ils auraient subies. par l'effet de la variation des principaux éléments que l'on considère dans cette science, et qui, une fois montés, enregistreraient eux-mêmes, pendant un certain laps de temps, sans être guidés par une main intelligente, toutes les phases par lesquelles auraient passé la température, la pression barométrique, la force et la direction du vent, l'humidité absolue et relative, etc.

D'Ons-en-Bray, l'un des mécaniciens les plus distingués du siècle dernier, paraît être le premier qui ait construit un instrument de ce genre. Il a inséré dans les Mémoires de l'ancienne Académie des sciences (année 1734, p. 123) la description d'un « anémomètre qui marque de lui-même sur le papier non-seulement les vents qu'il a fait pendant les vingt-quatre heures, et à quelle heure chacun a commencé et fini, mais aussi leurs différentes vitesses ou forces relatives. »

Donnons une idée succincte de la partie de cet appareil qui concerne la direction du vent. Un cylindre vertical, monté sur le même axe qu'une girouette, porte 25 crayons à saillies égales, implantés perpendiculairement à sa surface, suivant une hélice formant une spire complète qui se trouve ainsi divisée en 24 parties égales. Une bande de papier est entraînée, par un mécanisme d'horlogerie, parallèlement à elle-même, de manière à être effleurée par l'un des crayons, pour une certaine direction de la girouette; et le cylindre, qui suit tous les mouvements de celle-ci, amène toujours à la surface du papier un des 24 crayons, quelle que soit la direction du vent. On voit donc que le papier, dont toute la surface passe successivement au devant du cylindre, porte dans le sens de sa longueur une suite de traits crayonnés, dont la hauteur indique la direction du vent, et dont la longueur est proportionnelle au temps pendant lequel ce vent a soufflé.

Cet ingénieux instrument de D'Ons-en-Bray ne fut pas apprécié comme il aurait dû l'être. On ne vit pas alors que le principe des indications continues pouvait être étendu à une foule d'autres instruments, et faciliter la recherche expérimentale d'un grand nombre de lois physiques et mécaniques. D'Alembert lui-même, dans l'article *Anémomètre* de l'Encyclopédie, ne donne qu'avec une expression de doute l'indication de l'appareil de D'Ons-en-Bray.

Il n'y a guère plus de trente ans que le célèbre hydraulicien allemand Eytelwein, faisant des expériences sur le mouvement de l'eau dans le bélier

hydraulique, imagina de déterminer la vitesse du mouvement de certaines soupapes en y fixant un crayon qui laissait sa trace sur un papier auquel un mécanisme d'horlogerie imprimait une vitesse uniforme. La réussite de ce procédé, dont la parfaite identité avec celui du mécanicien français est manifeste, aurait dû attirer l'attention des expérimentateurs. Cependant ce ne fut encore que longtemps après, vers 1830, que M. Arthur Morin, alors capitaine d'artillerie, l'employa d'une manière régulière et comme moyen fondamental dans ses belles recherches sur le frottement de glissement. Il est à remarquer que M. Morin ne revendique pas pour lui-même l'idée première de ce moyen, et qu'il l'attribue à un savant ingénieur bien connu par ses travaux de géométrie et de mécanique appliquée. Mais ce que nous avons dit de D'Ons-en-Bray suffira sans doute pour que l'on restitue à son véritable auteur la conception si remarquable des appareils à indications continues.

Du reste, quand une idée répond aux besoins d'une époque, dans les sciences comme dans l'industrie, elle se présente à l'esprit de plusieurs personnes à la fois, se manifeste sous des formes variées, et s'applique à plusieurs objets différents. C'est à peu près ce qui a eu lieu pour celle dont nous parlons ici. Peu d'années après que M. Morin en eut fait une application si utile à la détermination des lois du frottement de glissement, M. Lalanne, ingénieur des ponts-et-chaussées, proposa de l'employer à plusieurs autres usages et adressa à l'Académie des sciences un Mémoire avec la description détaillée d'une machine à niveler, d'une machine à lever les plans, etc. (*Comptes rendus des séances*, 1836, p. 43.) Pour ne parler ici que des instruments relatifs à la météorologie et à la physique du globe, il suffira de rappeler que la continuité des indications était appliquée, dans son Mémoire, à l'anémomètre, au baromètre, au thermomètre, à l'hygromètre, à l'udomètre, à la boussole et à l'hydromètre qui fait connaître la loi d'ascension et de décroissement des marées. Son anémomètre offrait, sur celui de D'Ons-en-Bray, un avantage notable consistant en ce que les indications étaient d'une continuité parfaite, tandis que, dans celui-ci, chaque crayon ne commence à agir qu'un peu de temps après que le précédent a cessé de marquer.

Depuis cette communication, l'Académie en a reçu plusieurs autres sur le même sujet, et des appareils à indications continues ont été construits dans diverses localités. On a vu fonctionner à l'Observatoire de Paris un thermomètre dont la température était marquée sur un papier, à des intervalles de temps très-rapprochés, par un trou que perçait la pointe d'une aiguille. M. le capitaine d'état-major Hossard a proposé récemment d'emprunter à la photographie des moyens pour l'enregistrement des indications d'un instrument quelconque, à des heures déterminées d'avance. Il est vraiment à désirer que cette excellente idée ne rencontre pas trop de difficultés d'exécution, et que la météorologie puisse s'enrichir d'un mode d'observation qui centuplera, dans l'espace de peu d'années, les données, trop incomplètes encore, sur lesquelles la science repose aujourd'hui.

Quoi qu'il en soit, il y a maintenant en Angleterre des appareils à indications continues, bien conçus et bien exécutés, qui paraissent fonctionner d'une manière satisfaisante. Le premier numéro du journal intitulé *The illustrated polytechnic Review* (7 janvier 1843) donne une description sommaire

d'un de ces appareils qui renferme à la fois un anémomètre et un pluviomètre. On cite M. Newman comme ayant apporté quelques améliorations importantes à cet appareil, que l'on attribue à M. Osler. La direction, l'intensité du vent, ainsi que les quantités de pluie, y sont marquées par trois crayons différents sur une même feuille de papier de 1ᵐ de long sur 0ᵐ, 30 de large, à laquelle une horloge communique un mouvement de progression, et qui suffit aux observations de vingt-quatre heures. L'index de la direction du vent est disposé de manière que des espaces égaux sont consacrés, sur le papier, à des aires de vent égales. La force du vent est mesurée directement par la pression qu'elle exerce sur une surface plane d'une étendue déterminée.

Un autre numéro de la même revue (celui du 4 février 1843) a donné le fac-simile des traces laissées, sur le papier de l'instrument que possède l'institut polytechnique de Londres, par la tempête du vendredi 13 janvier précédent. Cette figure est fort curieuse; elle permet de suivre les moindres variations survenues, pendant la durée de la tempête, dans les trois éléments soumis à l'observation.

M. Chazallon, ingénieur hydrographe de la marine, qui, sans avoir eu connaissance des travaux faits antérieurement sur ce sujet, s'en était aussi occupé, vient d'installer à Alger un appareil du même genre qui doit donner la loi des variations dans le niveau de la mer, en même temps que la pression barométrique, l'intensité et la direction du vent. L'intensité est donnée indirectement, comme dans le moulinet de Woltmann (page 28), par le nombre de tours faits dans un temps déterminé. Quant à la direction, elle est indiquée par trois crayons disposés à des intervalles égaux sur le pourtour d'une chaîne sans fin, de telle sorte qu'un seul marque à la fois, et que l'un d'eux commence à marquer dès que l'autre sort du champ du papier. Cette dernière disposition avait aussi été imaginée par l'auteur du Mémoire cité plus haut.

Note C, p. 209.

Pendant longtemps la météorologie et la botanique furent cultivées séparément comme deux sciences qui n'avaient aucune connexion entre elles. On étudiait les plantes comme des choses inanimées, et non comme des êtres vivants qui sont en rapport avec tout ce qui les entoure. L'esprit de spécialité élevait une barrière insurmontable entre deux sciences étrangères l'une à l'autre, en apparence. Il était réservé à M. de Humboldt, qui résume en lui l'ensemble des connaissances humaines, de faire voir que la météorologie et la botanique, si éloignées dans la hiérarchie des sciences, sont sœurs dans l'ensemble harmonieux de la nature. Partout, dans ses nombreux voyages, il avait vu la végétation se modifier ou changer lorsque les conditions climatologiques n'étaient plus les mêmes; il étudia les rapports qui existent entre la physionomie des flores américaines et les climats auxquels elles correspondent, et créa la *Géographie botanique*.

Dans cette science complexe, la géographie, la physique du globe, la géologie et la botanique se donnent la main pour nous dévoiler les lois qui prési-

dent à la distribution des végétaux et les causes de ces lois. M. Kaemtz a dû se borner à faire voir l'influence sur la végétation des climats marins et continentaux (p. 161-2) et celle de décroissement de la température avec la hauteur.

Si l'on marche du sud vers le nord, on parcourt des régions végétales différentes; mais on conçoit que ces zones sont limitées par des courbes isothermiques (p. 181), et non par des lignes parallèles à l'équateur. Déterminer la limite boréale des principales espèces de végétaux est un travail utile, non-seulement à l'avancement de la science, mais encore au perfectionnement de l'agriculture et de l'art forestier. Mais ici le choix des plantes n'est pas indifférent. Il est, en effet, des végétaux qui peuvent vivre et se reproduire sous les climats les plus divers, tels sont la bourse-à-pasteur (*Capsella bursapastoris*), la dent-de-lion (*Taraxacum dens leonis*), le serpolet (*Thymus serpillum*), etc.; ils doivent donc être rejetés pour caractériser les zones végétales. J'en dirai autant des plantes cultivées, que l'homme, à force de soins et de peines, parvient à faire végéter sous un ciel qui n'est point fait pour elles. L'étude de leur distribution intéresse plus spécialement l'agriculteur et l'économiste. Les végétaux qui serviront à caractériser un climat doivent réunir certaines conditions dont la première est de se trouver à l'état sauvage dans les contrées qu'ils habitent : il n'est point nécessaire qu'ils y soient très-communs, cependant ils ne doivent point être rares. On choisira des plantes visibles, facilement reconnaissables, et parfaitement connues, afin qu'il n'y ait point de doute sur leur nom générique ou spécifique. En général, les botanistes ont préféré les arbres tels que les lauriers, les chênes, les hêtres, les châtaigniers, les pins, les sapins, etc. Ces choix sont excellents, parce que ces végétaux vivaces ne peuvent vivre qu'à la condition de résister à la rigueur des hivers; mais ils ne fructifient pas toujours en été : aussi faut-il bien distinguer la limite à laquelle ils cessent d'exister et celle à laquelle ils cessent de fructifier. Quelquefois ces deux limites se confondent, mais souvent elles sont distinctes et assez éloignées l'une de l'autre.

Quand on aura fait choix de végétaux qui caractérisent une zone, il sera facile de grouper autour d'eux les plantes les plus remarquables. Ce travail a été fait pour l'Europe par M. Schouw, dans son ouvrage intitulé *Europa, physisch-geographische Schilderung*. Il distingue quatre régions principales en Europe : 1° la région des arbres à feuillage toujours vert; 2° celle du châtaignier et du chêne; 3° celle du chêne et du hêtre; 4° celle du pin et du bouleau. Ces régions correspondent assez bien aux régions agricoles, qui sont respectivement caractérisées par la culture de l'olivier, de la vigne, des céréales, et l'absence de toute culture [1].

Les botanistes se sont ensuite occupés de savoir quel était le nombre absolu d'*espèces* contenu dans une région. Cette détermination offre de grandes difficultés; car, l'Europe exceptée, on peut dire que l'on ne connaît jamais qu'une faible partie des espèces qui entrent dans la flore d'un pays, il en résulte que les nombres donnés ne sont que provisoires, et peuvent être complétement changés lorsque des recherches suivies ont fait connaître toutes les richesses végétales d'une contrée. Quand la liste est aussi complète que possible, alors

[1] Voyez aussi sur ce sujet la *Revue indépendante* du 10 janvier 1843.

on note les familles et les genres dont les espèces sont dominantes, et l'on arrive ainsi à se faire une idée des formes végétales qui caractérisent une région botanique.

L'étude du climat doit marcher parallèlement avec celle de la végétation, et souvent les circonstances climatériques expliquent de la manière la plus satisfaisante les différences que présentent les flores de contrées très-rapprochées et très-semblables sous d'autres points de vue.

La végétation des montagnes nous présente en petit l'image de celle de la terre, considérée dans son ensemble. Au pied de la montagne, nous trouvons la flore qui correspond au climat de cette région; mais, à mesure que nous montons, les végétaux de la plaine disparaissent pour faire place à d'autres plantes qui appartiennent toujours à des régions plus froides. Ainsi donc, s'élever dans l'atmosphère ou marcher vers le pôle, c'est traverser successivement des zones de plus en plus boréales.

On peut étudier la végétation des montagnes sous deux points de vue : 1° déterminer la limite altitudinale des différents végétaux, et diviser ainsi la montagne en zones ou régions analogues à celles que l'on a trouvées, en allant du sud au nord, dans les plaines des continents; 2° faire la flore complète de l'une de ces zones, et la comparer à celle qui lui correspond en latitude. Ces deux genres de recherches offrent des difficultés également nombreuses, quoique de nature différente. Si l'on cherche à déterminer la limite d'une plante caractéristique dans une chaîne de montagnes, il faut d'abord tenir compte de l'orientation du versant sur lequel on se trouve. Ainsi on verra qu'en général les plantes montent plus haut sur le versant sud que sur le versant nord; mais on reconnaîtra bientôt que sur un même versant ces limites altitudinales varient beaucoup, suivant la configuration du relief des massifs, la direction des vallées, les changements qu'elle détermine dans celle des vents dominants, la nature, la cohérence, la couleur, l'humidité du sol, et une foule d'autres causes dont quelques-unes échappent à l'observation la plus attentive. En voici la preuve. Tous les botanistes et même tous les voyageurs ont été frappés, dans les Alpes, de l'aspect que présente la zone caractérisée par les rhododendrons (*Rhododendron ferrugineum* et *R. hirsutum*). Ces arbustes élégants, couverts de jolies fleurs rouges, forment une région parfaitement limitée, qui succède à celle des sapins et précède celle des plantes alpines. On les cite même comme l'exemple bien évident d'une zone végétale dont la hauteur au-dessus de la mer est d'une grande fixité. Dans un voyage sur les deux versants des Alpes comprises entre le mont Blanc et le mont Rose, je me suis appliqué à déterminer, à l'aide du baromètre, les limites de cette zone, et voici les nombres que j'ai obtenus.

LIMITE DE LA ZONE DES RHODODENDRONS SUR LES DEUX VERSANTS DES ALPES PENNINES [1].

VERSANT SEPTENTRIONAL.		VERSANT MÉRIDIONAL.	
Limite inférieure.	Limite supérieure.	Limite inférieure.	Limite supérieure.
1220m	1984m	868m	1898m
1469	2079	1500	2081
1491	2112	1620	2120
1584	2208	1670	2152
1640	»	1677	2194
1691	»	1788	2388
1509	2101	1517	2139

On voit que ces nombres présentent de grandes différences sur un même versant; toutefois l'on peut dire d'une manière générale que la zone des rhododendrons a une hauteur de 592 mètres sur le versant nord, et de 622 sur le versant sud. Ainsi l'orientation a peu d'influence sur les limites altitudinales des rhododendrons, qui, dans les Alpes Pennines, paraissent être à peu près les mêmes sur les deux versants.

Les montagnes isolées, telles que le Ventoux en Provence, l'Etna en Sicile, et le pic de Ténériffe dans les Canaries, se prêtent singulièrement aux études de géographie botanique; alors une partie des causes perturbatrices que nous avons signalées tendent à disparaître. C'est sur ces montagnes que l'influence de l'exposition devient prédominante, car elle n'est point contre-balancée par les abris que forment les massifs environnants. Aussi, sur ces montagnes, quelques mesures barométriques sont-elles suffisantes pour déterminer la limite d'une plante, tandis que sur de longues chaînes l'exactitude des résultats est en raison du nombre des observations dont les moyennes ont été déduites.

La nature du sol a quelquefois une influence égale à celle du climat; ainsi, en Norvége, le pin silvestre est, après le bouleau blanc, l'arbre qui s'avance le plus vers le nord, il dépasse en particulier l'épicéa (*Abies excelsa*). Dans les Alpes, c'est tout le contraire : le pin silvestre s'arrête au pied des montagnes, tandis que la limite moyenne de l'*Abies excelsa* est à 1,800 mètres. C'est que le pin ne peut prospérer que dans un terrain sablonneux; or, le terrain de transport cessant au pied des Alpes, le pin s'arrête à sa limite. Dans le nord, au contraire, il se retrouve jusque dans les fiords les plus reculés de la Laponie.

Si l'on veut faire la flore complète d'une zone végétale, afin de savoir quelles sont les plantes qui lui sont propres et celles qui montent de la plaine ou descendent des régions supérieures, on éprouve les mêmes difficultés que pour la flore d'un pays de plaine; c'est-à-dire que, malgré les recherches les plus

[1] Dans ce tableau les nombres ont été rangés uniquement d'après leur grandeur, et les deux limites placées l'une en face de l'autre ne se rapportent pas nécessairement à la même localité.

persévérantes, on risque toujours d'être incomplet. Il est bon dans ce cas de préférer un sommet isolé, parce qu'alors les limites de la région sont mieux circonscrites, l'action du climat plus puisante et l'influence des régions avoisinantes moins marquée. Ramond a le premier donné un exemple de ce genre de recherches dans son mémoire intitulé : *Etat de la végétation au sommet du pic du midi de Bagnères*. Ce sommet s'élève à 2,880 mètres au-dessus de la mer. Ramond y fit trente-cinq ascensions en quinze années, et chaque fois il recueillait toutes les plantes qu'il y trouvait en fleur. La limite inférieure de ses herborisations était à 16 mètres au-dessous de la cime. Il y a constaté l'existence de 133 espèces, dont 71 phanérogames et 62 cryptogames.

J'ai fait le même travail sur le sommet du Faulhorn en Suisse. Ce sommet s'élève à 2,683 mètres; il se termine par un cône de 80 mètres de haut et de quatre hectares et demi de superficie. C'est la flore de ce cône que j'ai entreprise avec mon ami M. Bravais. Nous y avons séjourné 45 jours en 1841 et 1842. Le climat de ce sommet est maintenant assez bien connu, grâce à ces deux séjours et à ceux de M. Kaemtz, qui avaient précédé les nôtres; car maintenant la connaissance de la température des mois d'été repose sur 131 jours d'observations, distribués dans quatre années différentes.

Voici les températures des mois d'été et de l'année; celles de l'hiver et du printemps n'ont nulle importance, puisque les plantes sont alors ensevelies sous une couche de neige qui atteint presque toujours plusieurs mètres d'épaisseur.

Température moyenne de	Juin.	2°,5
	Juillet.	4°,0
	Août.	3°,5
	Septembre. . . .	1°,5

Moyenne de l'année. — 2°,33.

Eh bien, sous ce climat plus froid que celui du cap Nord (lat. 71°), et dont l'été n'est guère plus chaud que celui du Spitzberg, sur ce rocher isolé, battu des vents de toutes parts, croissent près de 200 espèces, dont 126 phanérogames, qui fleurissent pendant l'été. Quand on parcourt cette liste, on y trouve des plantes de la plaine qui se sont aventurées jusqu'à cette hauteur. Telles sont : *Cerastium arvense*, *Alchemilla vulgaris*, *Capsella bursa-pastoris*, *Thymus serpillum*, etc.; d'autres appartiennent à la région subalpine; exemple : *Aconitum napellus*, *Arabis alpina*, *Oxytropis campestris*, *Arnica scorpioides*, *Bartsia alpina*, *Cirsium spinosissimum*, *Gentiana campestris*, *Phalangium serotinum*, etc. Un grand nombre ont été aussi observées par Ramond sur le pic du Midi, et doivent être considérées comme des plantes réellement montagnardes. Enfin, il en est que j'ai trouvées au Spitzberg, et qui sont, par conséquent, des plantes tout à fait polaires. Telles sont : *Cardamine bellidifolia*, *Draba fladnizensis*, *Silene acaulis*, *Dryas octopetala*, *Saxifraga stellaris*, *S. oppositifolia*, *Oxyria reniformis*, *Polygonum viviparum* et *Trisetum subspicatum*.

Je ne saurais entrer ici dans de plus grands détails sur les rapprochements intéressants auxquels ces comparaisons donnent lieu; mais j'espère développer ce sujet dans la partie botanique des *Voyages de la Commission du Nord*, et

faire voir quelles sont les analogies et les différences entre la végétation des sommets élevés des Alpes et celle des contrées boréales de la Norvége et du Spitzberg en particulier.

Note D, p. 212.

La nature organique tout entière se trouve sous la dépendance des phénomènes météorologiques. L'influence du climat est toute-puissante sur l'existence et le développement des végétaux et des animaux. Toutefois, parmi les masses inorganiques, il en est qui sont aussi puissamment modifiées par la température, l'humidité, les vents, les pluies, la neige et la pression barométrique : ce sont les *glaciers*. L'auteur a déjà suffisamment fait voir par quel mécanisme se forme un glacier. Issu de la région des neiges éternelles, il descend comme un fleuve solide dans les vallées qui en proviennent, et d'autant plus bas que les régions de neiges éternelles qui lui donnent naissance sont plus élevées. Ainsi, de la hauteur à laquelle la partie inférieure d'un glacier se trouve au-dessus du niveau de la mer, on peut presque déduire celle de la région des neiges éternelles, d'où il tire son origine. Plus cette partie inférieure descend dans la plaine, et plus la partie supérieure du glacier est élevée dans l'atmosphère. En voici la preuve. Parmi les glaciers dont l'élévation au-dessus de la mer est connue, ce sont ceux de Grindelwald, des Bossons et de la Brenva qui descendent le plus bas, la hauteur moyenne de leur partie inférieure étant à 1,250 mètres au-dessus du niveau de la mer; or ces quatre glaciers descendent du mont Blanc et de la Jungfrau, les deux sommités les plus élevées des Alpes orientales et occidentales. Sans doute l'orientation, la profondeur et la largeur de la vallée ne sont pas sans influence; mais la condition principale, c'est l'élévation de la source, ou, en d'autres termes, le climat du glacier à son origine. On le voit donc, la longueur et la puissance du glacier sont le résultat direct des conditions atmosphériques et de la température en particulier.

Examinons maintenant, sous un point de vue purement météorologique, les phénomènes que présentent les glaciers; nous verrons qu'il n'est point téméraire de soutenir qu'il viendra un temps où l'on pourra conclure des modifications d'un glacier à celles de l'atmosphère, et *vice versâ*. Mais, pour établir ainsi d'une manière positive le lien qui unit la météorologie et la physique du globe, il est à désirer que l'on fasse de longues séries d'observations météorologiques dans le voisinage des glaciers, afin de mettre en rapport les deux ordres de phénomènes.

De tous les agents atmosphériques, la température est celui dont l'action est la plus énergique. Sans doute le glacier est aussi sous l'influence de celle du sol, mais MM. Bischoff et Élie de Beaumont ont fait voir que cette action était tout à fait insignifiante et pouvait être négligée. La température agit de deux manières : d'abord elle fond directement le glacier, principalement à sa partie inférieure; ensuite, la neige convertie en eau sous son influence s'infiltre dans la masse, la pénètre, la creuse, la mine, forme des galeries, des voûtes, qui donnent entrée à l'air extérieur; et, sous cette triple influence, la masse du glacier diminue et son extrémité inférieure est en partie fondue. Si

cette fonte est assez considérable pour l'emporter sur la progression du glacier, alors celui-ci recule, sinon il continue à se porter en avant, même pendant l'été. Ainsi, en 1818, d'après les mesures de M. de Charpentier, le glacier du Rhône s'était avancé de 48 mètres. Mais pendant les étés chauds le glacier recule ordinairement d'une manière très-sensible. Il résulte des alternatives d'étés chauds ou pluvieux que l'on observe en Suisse une oscillation de l'extrémité inférieure des glaciers, qui tantôt avancent en renversant devant eux les arbres et les granges, et tantôt reculent en laissant comme trace de leur passage un sol stérile, jonché de cailloux, de sable et de blocs de rochers.

Mais la température change aussi complétement l'aspect de la surface du glacier Pendant une journée chaude, d'innombrables filets d'eau sillonnent sa surface et se précipitent dans les crevasses sous forme de cascades; de petites flaques transparentes, à fond bleu, se forment dans les parties creuses : mais qu'une nuit froide et sereine succède à cette journée, tout rentre dans le silence; les ruisseaux tarissent, les flaques d'eau se couvrent d'une pellicule de glace, et, le lendemain, ce mouvement recommence lorsque le soleil vient animer de nouveau cette plaine immobile.

La surface supérieure du glacier fond aussi bien que son extrémité inférieure; on s'en assure en enfonçant des piquets ou en enterrant des pierres dans la glace : au bout d'un certain temps les piquets sont déchaussés et les pierres se trouvent à la surface du glacier. Par des mesures directes prises sur les rochers qui bordent le glacier, on constate que le niveau de ces pierres est resté le même tant qu'elles ont été enfoncées dans le glacier, et qu'il a ***baissé*** depuis le moment où elles se sont trouvées à la surface; on mesure ainsi l'abaissement de la surface. Dans l'été de 1841, savoir : du 26 juillet au 4 septembre, avec une température moyenne de 4°,61 et une humidité relative (voyez p. 88) de 76 pour 100, nous avons reconnu, M. Bravais et moi, que la fusion moyenne diurne de la surface du petit glacier situé au-dessous du sommet du Faulhorn avait été de 37 millimètres. Pendant la même période, cette surface s'était abaissée de $1^{m},54$. En 1842, M. Agassiz a observé un abaissement de la surface ou ***ablation*** moyenne de 77^{mm} 3 par jour sur le glacier de l'Unteraar, et, dans la même année, M. Forbes a trouvé que la mer de glace de Chamounix s'était abaissée sur ses bords de 80 centimètres, du 26 juin au 10 septembre.

Cet abaissement de la surface donne lieu à un phénomène curieux. Quand un gros bloc de pierre protége par sa masse, contre l'action du soleil, la glace qu'il recouvre, celle-ci ne fond pas; mais, autour d'elle, la glace exposée à l'action de la chaleur fond continuellement : alors la surface du glacier s'abaisse, et le bloc finit par se trouver au sommet d'un piédestal de glace dont la hauteur donne une idée approximative de la fusion du glacier. Aussi, partout où sa surface est recouverte d'une masse de blocs, on remarque que son niveau est plus élevé.

L'état hygrométrique de l'air n'a pas une influence moins grande. Si l'air est chaud et sec, l'évaporation de l'eau et de la glace est plus active; s'il est froid et humide, les vapeurs se condenseront sur le glacier et contribueront à son accroissement.

Tous ces effets seront encore bien plus marqués si l'air est en mouvement; et ici l'action du vent s'ajoutera à celle de la vapeur d'eau. Est-il nécessaire

d'insister sur le rôle que jouent les hydrométéores dans l'économie des glaciers? Qui ne comprend que des pluies chaudes hâtent la fonte mieux encore que de l'air chaud, à cause de la plus grande capacité de l'eau pour la chaleur? qu'une couche épaisse de neige les met temporairement à l'abri des influences atmosphériques et modifie ces influences dès qu'elle entre en fusion? Mais l'appréciation exacte du rôle que jouent tous les agents météorologiques nécessiterait des recherches longues et persévérantes; c'est en observant simultanément le glacier et les instruments météorologiques qu'on peut arriver à une appréciation des phénomènes qu'il présente et probablement à la découverte de leurs causes.

La pression barométrique joue t-elle un rôle important dans les phénomènes des glaciers? Sans doute ce rôle n'est point comparable à celui de la température, des vents et des hydrométéores; néanmoins j'ai pu constater que la pression n'était pas tout à fait étrangère aux phénomènes de leur formation. Une masse de neige non tassée est, comme l'on sait, remplie d'un nombre immense de bulles d'air; lorsque cette masse se pénètre d'eau, puis se change en glacier par des congélations successives, cet air se dégage sous forme de petites bulles qui viennent crever à la surface des flaques d'eau dont j'ai parlé, avec un bruit de crépitation très-marqué. Or, sur le glacier que j'observais, la pression barométrique moyenne n'est que de 560 millimètres, au lieu de 762 comme au bord de la mer, à latitude égale. Il est donc évident que les bulles doivent se dégager avec plus de facilité que si le phénomène se passait au niveau de l'Océan.

Je n'entre point dans de plus grands détails; mon seul but était de faire voir que les glaciers forment la transition entre la géologie et la météorologie, et que leur dépendance de l'atmosphère est encore plus grande que celle des lacs, des rivières et de la mer. L'étude de leurs phénomènes offre de grandes difficultés, parce qu'ils sont très-complexes et résultent de la combinaison des forces, dont la connaissance rentre dans le domaine de la physique, de la chimie, de la météorologie, de la physique du globe et de la géologie.

Note E, p. 317.

M. Peltier déduisant de ses expériences et de ses observations des interprétations fort différentes de celles des autres physiciens, nous pensons qu'il est utile de présenter ici le résumé des recherches qu'il a publiées jusqu'à ce jour et de celles qu'il nous a communiquées directement.

Une ancienne expérience de de Saussure et d'Ermann, restée sans résultat, est le point de départ de la série de faits qui lui font envisager d'une manière toute nouvelle les phénomènes aqueux et ignés de l'atmosphère. Voici cette expérience fondamentale, telle que l'a modifiée M. Peltier[1].

[1] Voyez ses mémoires dans les *Annales de Chimie et de Physique*, t. IV, 3ᵉ série; *Mémoires de l'Académie de Bruxelles*, t. XV, 2ᵉ partie; son *Traité des Trombes;* l'article *Atmosphère* du Supplément au *Dictionnaire des Sciences naturelles*, et les *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* de Paris, année 1838 à 1842.

On se place sur un lieu parfaitement découvert, dominant tous les objets environnants : on prend un électromètre armé d'une tige de 4 décimètres environ, surmontée d'une boule de métal poli, de 3 à 4 centimètres de rayon, afin d'augmenter les effets d'influence et d'éviter l'écoulement de l'électricité, qui peut être repoussée dans la partie supérieure. On tient l'instrument d'une main, on l'équilibre de l'autre, en mettant en communication la tige et la platine. Toutes les réactions étant égales de part et d'autre, les feuilles d'or de l'électromètre tombent droites et marquent zéro. Dans cet état d'équilibre, on peut laisser l'instrument en contact avec l'air libre pendant une journée entière sous un ciel serein, sans qu'il se manifeste le moindre signe d'électricité : on peut même le promener et agiter l'air; dès l'instant qu'on le tient à la même hauteur, il restera complétement muet. Mais, si, au lieu de le laisser dans la même couche d'air, on l'élève de 4 à 5 décimètres, on voit aussitôt les feuilles d'or diverger et indiquer une tension *vitrée* (M. Peltier préfère les mots *vitré* et *résineux* à ceux de *positif* et de *négatif*, comme étant plus insignifiants et ne préjugeant aucune théorie). Si on replace l'instrument au point de départ, les feuilles retombent exactement à zéro; si on le descend au-dessous de ce point d'équilibre, les feuilles divergent de nouveau, mais alors elles sont chargées d'électricité *résineuse*. En le remontant au point de départ, l'instrument reprend son zéro et ne conserve rien des électricités libres qu'il a montrées un instant. Puisque aucune électricité libre n'est restée dans l'instrument, l'air ne lui a donc rien communiqué, et les signes qu'il a donnés n'étaient que le produit d'une répartition nouvelle de l'électricité que la tige possédait au point d'équilibre; il a suffi de replacer l'instrument au même point pour les faire disparaître. Ce n'étaient enfin que des signes de l'électricité d'influence dans un corps qu'on approche ou qu'on éloigne d'un autre corps chargé d'une électricité libre, phénomène qu'on peut reproduire dans le cabinet en se plaçant sur une surface *résineuse* ou sous une surface *vitrée*.

Au lieu d'une boule polie, si on place une ou plusieurs pointes, ou une mèche allumée, comme faisait Volta, le phénomène cesse d'être simple et ne permet plus de distinguer si l'effet primitif a été une répartition nouvelle d'électricité, ou si c'est de l'électricité prise à l'atmosphère. En effet, lorsqu'on lève l'instrument, l'électricité *résineuse*, coercée par l'influence *vitrée* de l'espace céleste à l'extrémité de la tige, au lieu de s'y maintenir s'échappe par les pointes ou la flamme; lorsqu'on baisse l'instrument, il lui manque toute l'électricité perdue, et l'équilibre ancien ne peut s'y rétablir. Il reste alors de l'électricité *vitrée* permanente, qu'on attribue à tort au contact de l'air; elle n'est en réalité que la portion séparée de celle de nom contraire qui s'est évanouie par les pointes et qui ne peut plus être neutralisée lorsqu'on replace l'instrument au point de départ.

Cette expérience, constatant que ni l'air ni la vapeur qu'il contient ne possèdent d'électricité *vitrée* libre, invalidait les conséquences que Volta, Lavoisier et Laplace avaient tirées de leurs expériences. En reproduisant et analysant ces dernières[1], M. Peltier s'est efforcé de prouver que la vapeur produite à une température au-dessous de 110° centigrade n'emporte

[1] Recherches sur la cause des phénomènes électriques de l'atmosphère, *Annales de Chimie et de Physique*, t. IV, 3e série.

jamais d'électricité libre; qu'il n'y a d'électricité que celle formée à une température plus élevée que 110°. Cette température n'étant pas celle de la surface du globe, les vapeurs électriques qui s'en élèvent ne peuvent donc provenir de la simple évaporation des eaux salines ou pures.

L'électricité des nues et des brouillards ne pouvant être méconnue, il rechercha d'où elle provenait. Dès qu'il eut constaté que le globe terrestre est un corps chargé d'électricité résineuse, il fut facile de démontrer par l'expérience que la vapeur qui s'en élève est résineuse comme lui; que cet état électrique du globe est une cause puissante d'évaporation, et que cette dernière peut être quintuplée et sextuplée par une haute tension. La vapeur qui s'élève du sol étant résineuse comme lui, sa tension devait réagir de haut en bas contre celle du globe et en atténuer successivement tous les effets; c'est ce qui a lieu et c'est ce que démontre l'affaiblissement de l'influence terrestre sur les électromètres à mesure que la vapeur se forme pendant la chaleur de la journée. Ces instruments ne donnent pas la mesure de la totalité de l'électricité, mais de la différence seule des quantités qui agissent sur les armatures, d'une part, et sur la tige qui porte les feuilles d'or, de l'autre. Il en résulte qu'ils peuvent être placés au centre d'une masse de vapeurs chargée d'une grande quantité d'électricité sans en donner le moindre signe. Ainsi leur manifestation décroissant avec la formation des vapeurs est une preuve que ces dernières sont chargées d'électricité résineuse comme le globe, et qu'elles réagissent de haut en bas contre son action, qui agit de bas en haut.

La vapeur, étant quelque peu conductrice, ne garde pas longtemps l'égale répartition de sa tension résineuse; l'action incessante du globe repousse l'électricité résineuse vers les couches supérieures, et rend ainsi vitrées les couches inférieures. La nouvelle répartition de l'électricité se fait d'autant plus facilement que la densité augmente, c'est pourquoi l'électromètre, qui avait presque cessé de donner des signes électriques au milieu de la journée, reprend peu à peu de l'étendue dans ses indications lorsque la condensation du soir se fait sentir : les vapeurs inférieures deviennent vitrées par influence, et les vapeurs supérieures deviennent plus résineuses. Pendant la nuit, les vapeurs inférieures s'étant déposées en rosée, la quantité des vapeurs vitrées a diminué, les vapeurs supérieures réagissent alors plus librement, et, vers le matin, l'électromètre parle moins qu'il ne le faisait la veille au soir.

Le premier effet du soleil levant est de faire repasser à l'état de vapeur élastique les vapeurs condensées de la nuit, qu'elles soient ou non à l'état vésiculaire. Ces vapeurs étant placées entre la terre *résineuse* et l'espace céleste *vitré*, les premières qui repassent à l'état de fluide élastique emportent en s'élevant une plus haute tension résineuse, qu'elles obtiennent en affaiblissant celles des vapeurs qu'elles laissent en arrière et qui, devenues ainsi moins résineuses que le globe, sont vitrées par rapport à lui et à nos instruments. Dans ce premier moment de la révaporation des vapeurs supérieures, les couches laissées en arrière, devenues vitrées, sont attirées par le sol, agissent davantage sur nos instruments par leur proximité, produisent souvent une seconde rosée, jusqu'à ce qu'enfin le soleil, dardant sur le sol même des rayons directs, l'échauffe et reproduit des vapeurs résineuses qui se répandent dans l'atmosphère, réagissent de haut en bas sur l'instrument, comme la veille, et atténuent de nouveau l'effet du globe.

Ce jeu des influences électriques se montre sur une très-grande échelle et plusieurs fois par jour autour des cimes des hautes montagnes. Depuis que M. Peltier a constaté que tous les nuages gris et ardoisés sont chargés d'électricité résineuse, et que tous les nuages blancs, roses ou orangés, sont chargés d'électricité vitrée, il lui a été facile de suivre à distance cet ordre de phénomènes sans être obligé d'aller mesurer leur tension avec l'électromètre. Voici l'extrait de ses observations. Lorsqu'un nuage blanc domine le sommet d'une montagne, sa puissante tension vitrée provoque et active l'évaporation de ses flancs humides; la quantité de vapeurs produites dépassant le point de saturation de ces régions froides, elles passent à l'instant à l'état de vapeur vésiculaire et paraissent sous forme de flocons gris cendré, d'une teinte d'autant plus foncée que le nuage supérieur est d'un blanc plus éclatant. La teinte grise ne reste pas longtemps uniformément répartie; l'attraction vitrée du nuage blanc rend plus résineuse la bande périphérique du nuage gris, qui prend alors une teinte plus foncée et forme un ruban étroit à sa partie supérieure. Cette couche extrême se divise en stries sinueuses et tremblotantes, qui s'agitent, s'élèvent et disparaissent en repassant à l'état de vapeur élastique. Ces premières vapeurs disparues sont remplacées par d'autres qui éprouvent la même transformation, et ainsi de suite. La plus grande tension résineuse du ruban supérieur, manifestée par sa teinte plus ardoisée, ne peut avoir lieu qu'en prenant aux vapeurs inférieures l'électricité *résineuse* qu'elles ont emportée du sol; par la diminution de leur tension *résineuse*, ces dernières perdent peu à peu leur teinte grise et finissent par devenir presque aussi blanches que le nuage supérieur. Ce dernier lui-même a perdu de son premier éclat à mesure que ses propres vapeurs étaient neutralisées par celles qui rayonnaient de la bande grise; le phénomène s'arrête alors, et la montagne cesse de *fumer*, pour ne recommencer que lorsque les vents l'auront débarrassée de ces nuages devenus semblables.

La présence d'un nuage gris au-dessus du sommet de la montagne produit un effet analogue, mais avec des signes électriques inverses. Le nuage qui sort de ses flancs est blanc, il est chargé d'électricité *vitrée;* son ruban supérieur est plus éclatant que le centre, il repasse à l'état de fluide élastique, et le reste perd peu à peu son éclat et devient gris. Enfin ces mêmes phénomènes se reproduisent encore sous un ciel serein, mais avec moins d'énergie; la tension *vitrée* de l'espace céleste suffit pour porter l'évaporation au delà du point de la saturation de cette couche d'air. Souvent aussi l'électromètre indique que la vapeur élastique invisible est puissamment chargée d'électricité, quelquefois *vitrée*, d'autres fois *résineuse*. Sous cette influence nouvelle, le fumage des montagnes augmente considérablement; cette abondance des vapeurs sortant du flanc des montagnes est elle-même un indice de la présence des vapeurs supérieures encore à l'état transparent. Elle indique aussi que leur condensation prochaine, à mesure que leur électricité sera neutralisée, donnera des pluies abondantes.

En suivant attentivement toutes ces transformations sur les montagnes ou au milieu des plaines, on voit que chaque jour ramène à peu près la même série de faits. Ce sont des vapeurs produites soit par la température seule, soit par la température secondée par l'attraction électrique; puis vers le soir, et pendant la nuit, arrive leur condensation, et, par suite, une nouvelle distribution de l'électricité sous l'influence du globe. Au lever du soleil, c'est la réva-

poration des vapeurs opaques ou une nouvelle dilatation de celles qui sont encore élastiques; l'une et l'autre se font sous cette même influence, *résineuse* en bas, *vitrée* en haut : les premières vapeurs qui s'élèvent sont les plus *résineuses*, les dernières le sont moins et sont alors *vitrées* par rapport aux premières; elles forment ainsi des nuages opaques de tensions différentes lorsque le refroidissement les condense. Les vapeurs journalières, en s'élevant ainsi dans l'atmosphère, éprouvent bientôt l'effet d'une autre influence électrique qui réagit puissamment de haut en bas : c'est celle du courant supérieur de l'atmosphère qui entraîne vers les régions polaires les vapeurs *résineuses* des régions tropicales. La hauteur de ce courant et l'énergie de sa tension *résineuse*, variant avec les saisons, amènent des réactions plus ou moins éloignées de la surface du sol. C'est encore, entre ces deux forces, un résultat de différence dépendant de la proximité de l'une ou de l'autre de ces forces et des actions concomitantes de la température et des vents. Nous ne pouvons entrer dans de plus longs détails, ce serait dépasser les limites d'une note; il nous suffit d'avoir indiqué la route nouvelle que M. Peltier a suivie dans ses travaux : chacun pourra confirmer ou infirmer ces résultats par de nouvelles observations, et décider ainsi, avec l'aide du temps, quelle est la voie qui conduit le plus directement à la connaissance de la véritable cause des météores.

Note F, p. 381.

La succession des teintes qui colorent le ciel pendant le crépuscule offre plusieurs particularités qu'il n'est pas très-facile d'expliquer dans l'état d'imperfection où se trouve encore l'optique des gaz. Une exposition complète du phénomène devant servir de base nécessaire à toute théorie qui voudra expliquer ces faits, je communiquerai ici les résultats des observations faites par M. Bravais sur le sommet du Faulhorn à 2,683 mètres au-dessus du niveau de la mer, et qui n'embrassent pas moins d'une trentaine de crépuscules parfaitement sereins. Il avait à sa disposition les moyens les plus exacts pour apprécier soit la position du soleil au-dessus ou au-dessous de l'horizon, soit la distance angulaire des zones colorées au zénith de l'observateur. Nous allons suivre le soleil de 2° en 2° de marche, à mesure qu'il se rapproche de l'horizon, vers le crépuscule du matin. Les distances zénithales suivantes se rapportent au centre du soleil, non déplacé par l'effet de la réfraction; les distances zénithales plus grandes que 90° indiquent que le soleil n'est pas encore levé.

1° Distance zénithale du soleil 102°. A l'orient une bande rougeâtre ou orangée, dont la hauteur est à peu près égale à 0°. On ne distingue encore aucune autre teinte au-dessus de cette bande orangée; la hauteur de la courbe crépusculaire est de 7°. Le fuseau compris entre ces deux arcs est d'un bleu blanchâtre plus clair que le reste du ciel.

2° Distance zénithale du soleil 100°. La hauteur de la zone orange est de 1°. Au-dessus, le jaune commence à paraître, et sa hauteur atteint 2° 30' dans le vertical du soleil. On ne voit point encore de vert. La hauteur de la courbe crépusculaire est de 12°.

3° Distance zénithale du soleil 98°. La partie teintée de rouge s'étend depuis l'horizon jusqu'à 1° 15'. Au-dessus teinte jaune jusqu'à 3° 10'. Le vert commence à paraître sur le jaune; la bande verdâtre ne dépasse guère 5° de hauteur. Au-dessus, nuance bleuâtre faible jusqu'à 25°, où se trouve la limite du crépuscule.

4° Distance zénithale du soleil 96°. L'élévation des zones orangée et jaune n'a pas changé; la teinte verdâtre règne jusqu'à une hauteur de 7°. La courbe crépusculaire gagne rapidement le zénith : sa hauteur est de 70°. Le ciel occidental n'offre encore aucune trace d'éclairement.

5° Distance zénithale du soleil 94°. Les bandes jaune et orangée conservent la même élévation au-dessus de l'horizon. La zone verdâtre atteint jusqu'à 12°. Au-dessus d'elle commence à se montrer une teinte purpurine, du moins si les circonstances sont favorables. M. Bravais ne l'a jamais vue commencer avant que la distance zénithale du soleil égalât 95°, ni persister après que cette distance était devenue plus petite que 93°. Elle se forme peu après le passage de la courbe crépusculaire par le zénith, et son existence ne dure que quelques minutes. C'est vers 25° de hauteur que cette teinte rosée offre son point *maximum* d'intensité, et elle ne dépasse pas 45° de hauteur. On n'observe pas de liséré jaunâtre qui la sépare de la région verdâtre située au-dessous. La teinte du zénith est bleue, quelquefois peut-être légèrement teintée de verdâtre.

A l'horizon occidental, l'arc *anticrépusculaire* se dessine vers 10° de hauteur; il n'offre pas encore de teinte rouge bien évidente, mais un ton bleuâtre sombre avec une nuance purpurine plus ou moins prononcée. En dessous, le ciel paraît plus clair.

6° Distance zénithale du soleil 92°. Le rouge oriental commence à jaunir; sa hauteur reste la même : la limite supérieure de la zone jaunâtre est toujours égale à 3° ou 3° 15'. De là jusqu'à 18° de hauteur, coloration verte plus intense que dans les périodes précédentes; la teinte purpurine secondaire a tout à fait disparu.

A l'horizon occidental, la hauteur de l'arc anticrépusculaire est de 3°; la coloration en rouge s'étend de 3° jusque vers 15° de hauteur. Le rouge offre souvent une teinte violâtre ou du moins purpurine. Au-dessous de l'arc anticrépusculaire, nous n'avons jamais pu découvrir le liséré blanc jaunâtre signalé par M. Kaemtz; mais le bleu du ciel y paraît quelquefois faiblement teinté de verdâtre, probablement par un effet de contraste optique. Au-dessus de cette zone rouge, règne le bleu ordinaire, sans autres nuances intermédiaires perceptibles.

7° Distance zénithale du soleil 90°. Le soleil est levé; son disque et les portions voisines atmosphériques offrent assez souvent une teinte jaunâtre et plus souvent encore orangée. La bande orange qui stationnait à l'horizon oriental s'efface; cette disparition, lorsqu'elle a été le plus tardive possible, s'est faite lorsque le soleil a atteint la distance zénithale 89° ou 88° 30'. Le jaune persiste jusqu'à 3° de hauteur; de là jusqu'à 22°, verdâtre bien distinct; le zénith bleu.

Du côté opposé, l'arc anticrépusculaire a gagné l'horizon; la teinte rouge s'élève jusqu'à 4° ou 5° de hauteur. Le jaune qui a commencé à paraître au-dessus lorsque la distance zénithale solaire atteignait 91°, s'élève maintenant

jusqu'à 6° ou 7° de hauteur. Au-dessus du jaune, un peu de verdâtre commence à paraître.

8° Distance zénithale du soleil 88°. Le rouge a entièrement abandonné l'horizon oriental; le jaune seul subsiste et s'affaiblit de plus en plus. La teinte verte surmonte le soleil et s'étend jusque vers 25° de hauteur; le zénith est bleu. A l'occident, le rouge de l'arc anticrépusculaire a complétement disparu; le jaune persiste encore, sa limite supérieure ne dépasse pas 3°. Le vert qui le surmonte offre son *maximum* d'intensité vers 5° à 6°, de là il s'étend jusque vers 10° de hauteur ou même au delà; il est difficile de mesurer la hauteur du point de partage de cette zone d'avec le bleu de la partie zénithale du ciel.

9° Distance zénithale du soleil 86°. Le jaune a lui-même disparu; mais le vert subsiste encore assez fréquemment, surtout dans la partie du ciel opposée au soleil; ce dernier vestige de la coloration crépusculaire s'efface de plus en plus.

Le résumé que nous venons de faire offre la succession des couleurs, seulement dans le plan vertical qui renferme le centre du soleil. La coloration du ciel dans les régions latérales, quoique moins importante à connaître, offre cependant quelques particularités dignes de remarque. Ainsi les lignes qui séparent les diverses teintes entre elles s'abaissent en général, à mesure que l'on s'éloigne du vertical du soleil; mais cette règle souffre cependant des exceptions. Les points de l'horizon situés à 90° de l'intersection du vertical du soleil commencent à se colorer peu après que la courbe crépusculaire a dépassé le zénith. L'apparition des teintes rougeâtres y précède celle des teintes vertes, lesquelles surmontent celles-ci. Les lignes de séparation de ces teintes sont moins nettes que dans le vertical du soleil, le rosé y est moins intense que dans ce même vertical; mais il n'en est pas de même des teintes vertes, qui souvent, dans ces deux parties du ciel, l'emportent de ton sur le vert de toute autre partie, du moins pendant les quelques minutes qui précèdent le lever du soleil.

On peut expliquer la succession observée de toutes ces teintes en admettant que le passage des rayons solaires à travers des couches d'air suffisamment épaisses leur donne d'abord une couleur jaune, et qu'un trajet plus prolongé dans ces mêmes couches, ou dans des couches plus denses, fait prédominer finalement la teinte orangée. Ce double mode de coloration n'est pas contraire aux lois de l'optique, et la couleur transmise par un verre coloré change souvent avec l'augmentation de son épaisseur; on en peut voir de nombreux exemples dans le *Traité de la lumière* d'Herschell (tome 1er, 2e partie). Ces effets, bien connus des physiciens, résultent de ce que l'extinction des rayons de diverses couleurs qui composent la lumière blanche ne se suit pas avec la même rapidité pour tous ces rayons. Les teintes vertes du crépuscule ne peuvent être attribuées à l'effet d'un contraste optique produit par la couleur complémentaire du vert, qui est le rouge. Les deux faits suivants en donnent la preuve. Les teintes rouges disparaissent du ciel au moment où le soleil se lève; c'est dans ce moment que les teintes vertes offrent souvent la plus grande intensité. Sur le pourtour de l'horizon, là où un rideau de montagnes s'élève assez pour dérober à l'observateur la vue de la zone rouge, toujours très-basse, les autres teintes, jaune ou verte, n'en persistent pas moins et sur-

montent la ligne de faîte de la chaîne, sans que la présence de ce rideau altère leur disposition naturelle.

Pour expliquer ces teintes verdâtres, il n'est pas nécessaire d'admettre que la gradation de teintes due à l'absorption moléculaire aérienne débute par le verdâtre; il suffit de tenir compte des rayons bleus réfléchis et renvoyés à l'œil par les couches supérieures de l'atmosphère, et qui, dans leur trajet, depuis le soleil jusqu'à la molécule réfléchissante, n'ont traversé que des couches très-raréfiées. A ce point de vue, la zone verdâtre, orientale ou occidentale, n'est que la continuation de la zone jaune, dont la teinte normale est altérée dans la moitié supérieure par le mélange des rayons bleus venus en nombre suffisant des hautes régions de l'atmosphère, et qui ont éprouvé une extinction beaucoup plus faible que celle subie par les rayons provenant de la réflexion dans les couches inférieures. (Voir le journal l'*Institut*, 10e année, p. 310.) On conçoit alors facilement pourquoi le disque solaire, à son lever, peut paraître orangé, jaune, mais jamais vert. Cependant plusieurs circonstances sont encore difficiles à expliquer : la permanence de la teinte bleue vers le zénith, la teinte blanche qui du sommet des zones colorées s'étend jusqu'à la courbe crépusculaire, enfin l'apparition du rose vers 30° de hauteur, lorsque le soleil est à 94° du zénith; car il est très-improbable que ce rose, quoique très-faible, puisse être attribué à un contraste optique produit par la bande verte qu'il surmonte.

Note G, p. 386.

Si la courbe crépusculaire que l'on voit se coucher le soir à l'horizon occidental, environ une heure ou une heure et demie après le coucher du soleil, était réellement le résultat de l'intersection du cylindre d'ombre projeté par la terre et la surface terminale de l'atmosphère, la hauteur que l'on en conclurait pour l'atmosphère devrait être la même, quelle que fût l'heure plus ou moins avancée de l'observation. Or ce résultat n'a pas lieu; les différences de résultats ne sont pas dues aux erreurs d'observation; elles vont en croissant à mesure que le soleil s'abaisse sous l'horizon; les nombreuses observations faites sur le Faulhorn par M. Bravais conduisent aux mêmes conséquences. C'est une preuve certaine que nous n'avons pas bien interprété la notion de la courbe crépusculaire : l'hypothèse dont nous sommes parti était inexacte. Ainsi le point où le rayon visuel, mené de l'œil au sommet de la courbe crépusculaire, vient rencontrer la surface terminale de l'atmosphère, ne coïncide pas nécessairement avec le point où le rayon solaire tangent à notre globe vient percer cette surface; il est ou plus rapproché ou plus éloigné de nous que ce dernier point. Lambert, et après lui M. Biot, ont pensé que la première de ces deux suppositions était la vraie, et que la courbe crépusculaire correspondait, non pas à ce contour de l'ombre terrestre, mais à une région de la zone qui ne reçoit pas les rayons directs du soleil; en un mot, au *deuxième espace crépusculaire* de M. Biot[1].

[1] *Mémoires de l'Académie des Sciences*, t. XVII.

Il paraît cependant plus naturel d'admettre que cette courbe crépusculaire correspond au contraire à la zone entièrement éclairée par le soleil, et que la partie la plus extrême du segment disparaît à cause de la forte absorption qu'éprouvent en rasant le sol les rayons tangents à notre globe. Quoi qu'il en soit de la position de ce point, pourvu qu'il soit toujours placé de la même manière par rapport au segment crépusculaire, on pourra le déterminer exactement en se servant de deux observations de hauteur de la courbe faites à des époques connues. Au lieu de considérer l'observateur comme immobile, et le soleil comme s'abaissant dans un plan vertical et entraînant avec lui les différents espaces crépusculaires dans un mouvement commun de rotation autour du centre fixe de la terre, l'on peut également supposer que tout le système crépusculaire reste immobile dans l'atmosphère, et que le spectateur se déplace le long du grand cercle obtenu en coupant le globe terrestre par un plan passant par son centre, par le centre du soleil et par l'œil de l'observateur; les phénomènes crépusculaires se reproduisent pour cet observateur mobile comme pour l'observateur fixe de la nature, pourvu que les arcs parcourus dans un temps donné sur le grand cercle terrestre représentent les accroissements de la distance zénithale du soleil.

Chaque observation de hauteur de la courbe crépusculaire donne alors une trajectoire partant d'un point déterminé de ce grand cercle, et toutes ces trajectoires doivent venir se couper au sommet de la courbe crépusculaire immobile. Ainsi, dans cette manière de voir, on détermine la hauteur de l'atmosphère par les phénomènes de la rotation apparente de la courbe crépusculaire autour de l'observateur, ou de ce dernier autour du sommet de la courbe, indépendamment de la considération des rayons tangents du globe terrestre.

En discutant sous ce point de vue les observations crépusculaires faites sur le sommet du Faulhorn, M. Bravais a trouvé qu'elles étaient assez exactement représentées en admettant que le sommet de la courbe crépusculaire fût situé à 115,000 mètres au-dessus du niveau de la mer et sur le prolongement d'un rayon terrestre qui ferait, avec le rayon mené au centre du soleil, un angle de 95° 58'; de sorte que le passage de la courbe crépusculaire au zénith de l'observateur ait lieu au moment où la distance zénithale du soleil est égale à ce dernier angle. Quant au coucher de la même courbe à l'horizon occidental, les mêmes calculs prouvent qu'il aura lieu lorsque la distance zénithale du soleil sera devenue égale à 107°.

Voici, du reste, les nombres d'où ces résultats dérivent. Pour plus de précision, les 21 observations originales ont été groupées de 3 en 3, et l'on ne donne ici que les moyennes de chacun de ces groupes ternaires. La 1re colonne représente la distance zénithale du soleil; la 2e colonne, la hauteur de la courbe au-dessus de l'horizon, correspondant à cette distance zénithale :

DISTANCES ZÉNITHALES DU SOLEIL ET HAUTEURS CORRESPONDANTES DE LA COURBE CRÉPUSCULAIRE.

95° 49',9	+	75° 23'
97 11 ,5	+	44 8
99 54 ,9	+	12 0
100 45 ,8	+	10 45

104	43,9	+	7	34
105	46,7	+	4	53
106	14,1	—	0	30

M. Bravais a calculé de la même manière les observations faites par Lambert, à Augsbourg, le 19 novembre 1759; il a obtenu une hauteur plus considérable encore, et égale à 160,000 mètres.

D'après ces nombres, la courbe crépusculaire, telle que nous la voyons, correspondrait au premier espace crépusculaire, c'est-à-dire à une région de l'atmosphère directement illuminée par le soleil, et même les rayons qui éclairent cet espace passeraient encore à 80,000 mètres au-dessus du sol; ainsi, tout rayon tangentiel aux couches de l'atmosphère à une élévation verticale moindre que 80,000 mètres éprouverait encore une absorption très-considérable et suffisante pour l'empêcher d'atteindre la surface de sortie du milieu atmosphérique. Ce résultat paraît trop contraire à ce que nous savons de la loi de décroissement des densités dans l'atmosphère pour pouvoir être admis. Il paraît donc probable que la supposition que nous venons d'adopter est elle-même inexacte, et que la limite de l'ombre et de la lumière ne correspond pas à un point fixe et déterminé du segment crépusculaire, mais qu'elle se déplace suivant la position relative de l'observateur.

A ce nouveau point de vue, le problème de la détermination de la hauteur de l'atmosphère par les phénomènes du crépuscule devient très-compliqué. Il faut déterminer, en effet, par le calcul, l'intensité d'éclairement des divers arcs lumineux qui composent le cercle vertical, qui, prolongé, contient le soleil; comparer ces résultats du calcul avec ceux de l'observation, pour déduire de là la valeur de certaines constantes, telles que le coefficient de l'absorption de la lumière par l'air, ceux de la réflexion sous diverses incidences, celui qui déterminerait la loi du décroissement de la densité de l'air, etc., et enfin la hauteur de l'atmosphère elle-même. Ce point, que nous jugeons être le sommet de la courbe crépusculaire, sera celui où l'intensité d'éclairement changera avec la rapidité la plus grande, et la condition d'un *maximum* dans la rapidité du changement pourrait pareillement servir à la résolution du problème.

Des observations longtemps suivies sur les phases de la rotation de la courbe crépusculaire depuis le zénith jusqu'à l'horizon, des mesures photométriques atmosphériques, des comparaisons entre l'éclat des diverses régions de l'atmosphère et celui des étoiles plus ou moins brillantes vues au travers, des notions plus complètes sur la loi du décroissement de la densité des couches aériennes, permettront peut-être un jour de résoudre complétement ces délicates questions de l'optique météorologique.

Ajoutons que les observations d'éclipses de lune, que les phénomènes qui se produisent à l'entrée de cet astre dans l'ombre de la terre prouvent que la hauteur de notre atmosphère est *au moins* égale à 80,000 mètres; ainsi la hauteur 115,000 mètres n'est peut-être pas aussi exagérée que l'on pourrait être tenté de le croire d'après l'opinion de quelques savants physiciens.

Nous n'avons point parlé de la courbe *anticrépusculaire*, les lois de l'évolution de cette dernière sont différentes de celles qui président à l'évolution de la précédente. Si l'on combine deux à deux les trajectoires lumineuses qui

lient la courbe à l'observateur mobile, on trouve qu'elles se coupent à des distances de plus en plus grandes de la surface de la terre, à mesure que la courbe anticrépusculaire gagne elle-même en hauteur, et l'ensemble de toutes ces trajectoires tangentes engendre une courbe *enveloppe* qui tourne sa convexité vers le sol, et qui sépare la région lumineuse aérienne de la région sombre. Aussi la rotation de cette courbe de l'horizon oriental au zénith est-elle beaucoup plus prompte que celle de la courbe crépusculaire descendant du zénith à l'horizon occidental. Sous l'équateur, à l'époque des équinoxes, 22 minutes lui suffisent pour atteindre le zénith, tandis qu'elle emploie ensuite un temps double, 44 minutes, pour redescendre du zénith à l'horizon. Nous ne parlerons pas ici plus en détail de la courbe anticrépusculaire, attendu qu'elle n'a pas été, comme la précédente, employée pour la mesure de la hauteur de l'atmosphère.

FIN DES NOTES.

TABLE DES MATIÈRES

I

CONSIDÉRATIONS SUR LA MARCHE DE LA TEMPÉRATURE EN GÉNÉRAL.

II

DES VENTS.

III

MÉTÉORES AQUEUX.

IV

DISTRIBUTION DE LA TEMPÉRATURE A LA SURFACE DU GLOBE.

V

POIDS DE L'ATMOSPHÈRE.

VI

PHÉNOMÈNES ÉLECTRIQUES DE L'ATMOSPHÈRE.

VII

PHÉNOMÈNES OPTIQUES DE L'ATMOSPHÈRE.

VIII

AURORES BORÉALES.

IX

PHÉNOMÈNES PROBLÉMATIQUES.

NOTES DU TRADUCTEUR.

LISTE

DES TABLEAUX NUMÉRIQUES

TABLE ALPHABÉTIQUE

DES AUTEURS ET OBSERVATEURS

CITÉS DANS CET OUVRAGE.

A

B

C

D

E

F

G

H

I

J

K

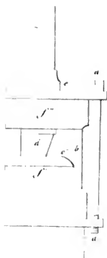
L

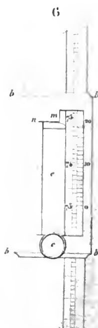
FIN DE LA TABLE ALPHABÉTIQUE DES AUTEURS.


3
a


1
G
H
C
I
L
D
A
E
F
B
2
4
B
C

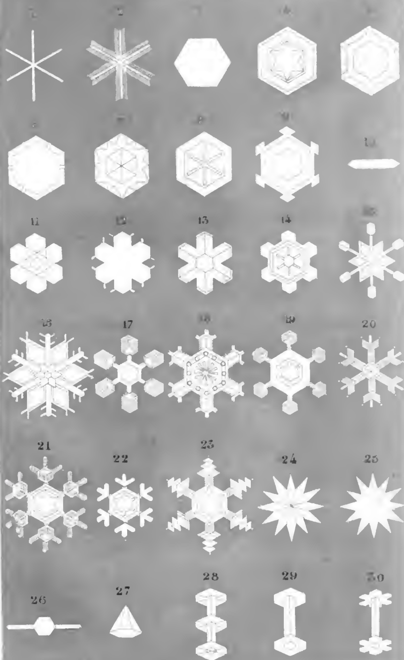

5
A
C
G
H
E
D
B


7
a
e
d
b
a

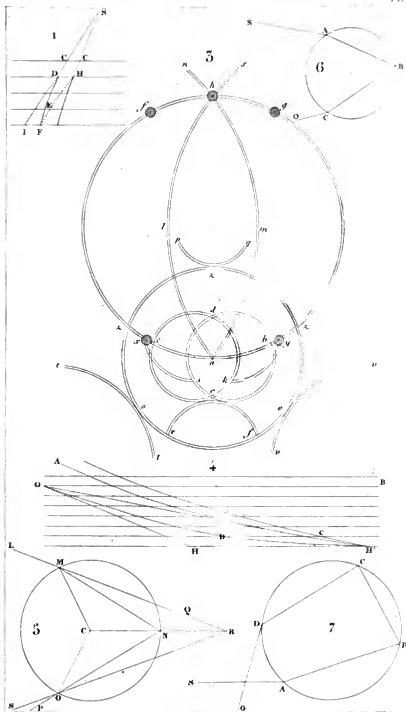

6
b
b
n
m
e
c
b
b'



Stratus. Cirrus. Cumulus. Nimbus.



10
11
13
14
17
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30


1
S
C
C
D
H
E
I
F
3
h
f
g
l
m
p
q
x
y
a
d
b
c
e
k
t
o
r
v
6
S
A
B
O
C
4
A
O
B
D
C
H
H'
L
M
Q
5
C
N
R
O
S
P
7
C
D
B
S
A
O

APPENDICE

SUR LA REPRÉSENTATION GRAPHIQUE

DES

TABLEAUX MÉTÉOROLOGIQUES

ET DES LOIS NATURELLES EN GÉNÉRAL

PAR LÉON LALANNE

INGÉNIEUR DES PONTS ET CHAUSSÉES.

APPENDICE

I

SUR LES PRINCIPES EMPLOYÉS POUR LA CONSTRUCTION DES FIGURES DE L'APPENDICE.

REPRÉSENTATION GRAPHIQUE DES LOIS A DEUX VARIABLES. — On a employé depuis longtemps avec succès la construction de courbes planes pour représenter la dépendance mutuelle qui peut exister entre deux quantités variables. La détermination d'une courbe de ce genre se fait facilement. On compte sur une ligne droite, à partir d'un point fixe, des longueurs proportionnelles aux valeurs arbitraires que l'on donne à l'une des deux quantités; à partir de l'extrémité de chacune de ces longueurs, on porte, parallèlement à une même direction faisant un certain angle avec la première, d'autres longueurs proportionnelles aux valeurs correspondantes de l'autre variable; puis on fait passer un trait continu par les extrémités de cette série de lignes droites suffisamment rapprochées.

Les premières distances comptées à partir du point fixe sont ce que l'on appelle des *abscisses;* les longueurs mesurées parallèlement à une même direction, et par les extrémités desquelles passe la courbe, sont les *ordonnées*. Le nom de *coordonnées* est donné à la fois aux abscisses et aux ordonnées. Le point de départ fixe pris sur la droite des abscisses est l'*origine des coordonnées*. Cette droite porte le nom d'*axe des abscisses;* l'*axe des ordonnées* est celui que l'on mène par l'origine parallèlement à la direction constante des ordonnées. Ordinairement, pour plus de simplicité, on prend des axes de coordonnées rectangulaires.

Proposons-nous, pour premier exemple, de construire la courbe qui exprime la liaison entre les différents mois de l'année, à partir du mois

28.

de mars, et les températures moyennes correspondantes de la 18e heure, à Halle.

La loi de la dépendance mutuelle entre l'époque de l'année et la température d'une heure déterminée du jour à Halle est contenue dans les nombres donnés par les différentes lignes du tableau de la page 14.

Prenons donc (fig. 1 *bis*) deux axes rectangulaires de coordonnées, $A\,x$ et $A\,y$. Comptons sur l'axe des abscisses $A\,x$, 12 intervalles égaux, dont chacune des extrémités représente un des mois de l'année, en faisant abstraction, eu égard à la petitesse de l'échelle, de l'inégalité qui existe réellement entre la longueur des mois. Prenons parallèlement à $A\,y$, à partir de ces extrémités, des longueurs proportionnelles aux températures que donne le tableau, pour la 18e heure, aux mois correspondants. Joignons enfin, par un tracé continu, les extrémités de ces ordonnées, nous aurons une courbe $m\,n\,p\,q$ qui, si elle est construite à une échelle convenable, pourra remplacer la suite des nombres correspondant à la 18e heure, dans le tableau de la page 14, et qui aura en outre l'avantage que n'ont pas les résultats numériques isolés de ce tableau, de faire ressortir la loi d'accroissement ou de diminution de la température, suivant les mois, pour la 18e heure, à Halle. La rapidité de ces changements dépend évidemment de l'inclinaison de la tangente à la courbe en différents points.

On a eu soin d'ailleurs de compter *au-dessous* de l'axe des abscisses les ordonnées correspondant à des températures au-dessous de zéro (affectées du signe —). De là provient l'arc p de cette courbe qui est au-dessous de $A\,x$.

CONSÉQUENCES DE CETTE REPRÉSENTATION. — La continuité du tracé $m\,n\,p\,q$ donne encore à la courbe un avantage particulier sur les résultats numériques isolés. Supposons en effet que les nombres du tableau de la page 14 s'appliquent à une moyenne d'observations faites le 1er de chaque mois. Il suffira de partager d'une manière convenable l'intervalle entre les extrémités de deux abscisses consécutives, et de mesurer l'ordonnée du point de division, pour avoir, avec une approximation souvent bien suffisante, la température qui correspond à une date déterminée, pour la 18e heure du jour.

Ainsi les longueurs des ordonnées qui tombent à un, à deux, à trois, à quatre cinquièmes de l'intervalle entre deux ordonnées consécutives, feront connaître les températures de la 18e heure, le 6, le 12, le 18 et le 24 du mois, dont le nom correspond à l'ordonnée de gauche.

Proposons-nous encore de connaître, par des constructions effectuées sur notre figure, l'époque de l'année à laquelle a lieu la température moyenne entre toutes les températures mensuelles, pour la 18e heure. Cette moyenne est, comme on sait (p. 12), égale à la somme des températures observées divisées par leur nombre. Or, si l'on admet que les

observations soient assez rapprochées pour que les ordonnées intermédiaires soient la représentation exacte des températures que l'on aurait observées aux époques correspondantes, la longueur de l'ordonnée qui représente la température moyenne sera ce que l'on appelle en géométrie la *moyenne distance* de tous les points de la courbe *m n p q* à l'axe des abscisses; distance qui est la même que celle du centre de gravité du contour de cette courbe.

Si donc nous déterminons mécaniquement la position de ce centre de gravité, sa distance à l'axe des abscisses fera connaître la température moyenne; et la position des ordonnées égales à cette distance déterminera les époques de l'année auxquelles cette température a lieu.

Ces considérations suffisent pour faire sentir les principaux avantages de la représentation graphique d'une loi qui lie une quantité variable à une autre. Parmi les lois naturelles résultant de l'observation, on peut citer celles de la mortalité comme offrant matière aux appréciations les plus curieuses et les plus utiles, déduites de la construction des courbes. La détermination directe de certaines ordonnées, des aires et des centres de gravité de certains segments, sert à la recherche de la vie probable, de la vie moyenne, de l'âge moyen de la population, etc.

REPRÉSENTATION GRAPHIQUE DES LOIS A TROIS VARIABLES. — Il est facile de pressentir que la représentation graphique des lois qui renferment trois éléments variables, dont un peut être considéré comme dépendant de deux autres, n'offrirait pas moins d'intérêt que celle qui s'applique seulement à deux éléments. Or, deux coordonnées déterminent la position d'un point sur un plan; tout point du plan peut donc être considéré comme répondant à des valeurs connues des deux premiers éléments variables. Si donc on imagine qu'en chacun des points de ce plan on élève une perpendiculaire proportionnelle à la valeur déterminée, pour le 3ᵉ élément, par celles de l'abscisse et de l'ordonnée du pied de la perpendiculaire, l'extrémité supérieure de celle-ci sera un point dont cette construction déterminera parfaitement la position dans l'espace.

En supposant une continuité parfaite entre les positions de tous les points ainsi déterminés, on voit sans peine qu'ils sont placés sur une surface courbe dont la forme est très-propre à peindre aux yeux et à faire ressortir les propriétés principales de la loi naturelle à trois éléments variables que l'on a voulu représenter.

Bien que l'établissement d'une surface courbe de ce genre semble exiger les trois dimensions de l'espace, on possède une notation aussi simple qu'expressive au moyen de laquelle il est facile de remplacer, par des constructions effectuées sur un plan unique, celles que nous venons d'indiquer dans l'espace. Voici en quoi consiste cette notation.

Imaginons que nous ayons mené divers plans équidistants entre eux,

parallèlement au plan sur lequel nous comptons nos deux premières coordonnées. Ces plans couperont la surface courbe dont il s'agit, suivant certaines courbes, appelées *lignes de niveau*, dont la forme sera éminemment propre à faire juger de celle de la surface. Or, pour conserver ces courbes exactement en grandeur naturelle, et autant que possible dans leurs positions relatives, il suffit de les *projeter* parallèlement à elles-mêmes sur le plan des deux premières coordonnées; en affectant alors à chacune d'elles un chiffre ou *cote* indiquant la hauteur du plan coupant qui l'a déterminée, on aura, sur un plan unique, tous les éléments nécessaires pour rétablir, si on le voulait, la surface courbe sur laquelle elles ont été tracées.

La figure 1 donne un exemple intéressant d'une représentation de ce genre. Il s'agissait de peindre aux yeux la surface courbe dont l'ordonnée verticale exprime la température moyenne correspondant à une certaine heure du jour et à un certain mois de l'année. On a d'abord compté les mois sur l'axe des abscisses, et les heures sur l'axe des ordonnées. On a tiré, par les points de division de chacun des axes, des droites parallèles à l'autre; ensuite on a imaginé, en chacun des sommets des carreaux formés par la mutuelle intersection de ces lignes, une perpendiculaire au plan proportionnelle au nombre donné par le tableau de la page 14, pour la température du mois et de l'heure qui déterminent la position de ce sommet. Enfin on a projeté sur le plan, parallèlement à elles-mêmes, les *courbes d'égale température* déterminées sur la surface qui passerait à toutes les extrémités de ces perpendiculaires, par des plans parallèles au premier, menés à des distances de celui-ci respectivement égales à celles qui, sur la 3e coordonnée de la surface, représentent 1, 2, 3... degrés au-dessus ou au-dessous de zéro. Les *cotes* (ou nombres affectés aux courbes) sont positives pour des sections faites au-dessus du plan primitif; négatives (affectées du signe —) pour des sections faites au-dessous.

Ce procédé est tout à fait le même que celui dont on se sert pour peindre aux yeux le relief du terrain sur les plans topographiques levés et rapportés avec soin. Les minutes de la nouvelle carte de France par les officiers d'état-major, les cartes à grande échelle qui doivent servir à des projets de fortification, quelquefois même à des projets de routes ou de canaux, sont couvertes de cotes, et portent le tracé des courbes de niveau du terrain.

PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES DES PLANS QUI EXPRIMENT DES LOIS NATURELLES A TROIS VARIABLES. — Il est évident que cette représentation graphique du relief, qui exprime la loi des variations d'un élément dépendant de deux autres, jouira de propriétés tout à fait analogues à celles des lignes courbes isolées, telles que $m\,n\,p\,q$ (fig. 1 *bis*).

Ainsi, d'abord elle donnera, si elle est construite à une échelle convenable, les mêmes résultats que le tableau de la page 14.

Veut-on, par exemple, savoir la température moyenne du mois d'août à 6 heures du soir, on suivra l'ordonnée du mois d'août jusqu'à la rencontre de l'abscisse passant par 6 heures; le point d'intersection tombant sensiblement sur la courbe dont la cote est 20, on en conclura 20° pour la température cherchée. Le tableau numérique donne 19°,95.

On trouve de la même manière que le point correspondant à 9 heures du soir, et au mois de juillet, tombe entre les courbes cotées 17 et 18 aux $\frac{8}{10}$ environ de l'intervalle qui les sépare; on prendra donc 17°,8 pour la température cherchée. Le tableau donne 17°,88.

Ensuite les ondulations de la surface sont parfaitement exprimées par celles des courbes de niveau, de sorte que l'inspection seule de celles-ci fait reconnaître toutes les circonstances de la variation de température aux différentes heures du jour et aux différentes époques de l'année. Suivant que ces courbes se rapprochent ou s'éloignent, elles dénotent des variations de température plus grandes ou moindres, dans le sens perpendiculaire à leur direction. Lorsqu'elles se ferment autour d'une certaine région, elles indiquent un point culminant ou un encuvement dans cette région; lorsqu'au contraire elles s'ouvrent en sens contraire, elles marquent une dépression et des vallées, un col dans une ligne de faîte, etc.

Il est facile de voir que le point culminant de la surface représentée dans la figure 1 est aux environs du mois de juillet et de 3 heures après midi : c'est un *maximum absolu*. Le point le plus bas est en janvier, entre 18 et 19 heures (6 et 7 heures du matin). Ce point est le fond d'un encuvement : c'est un *minimum absolu*. Entre 1 et 2 heures de l'après-midi, en janvier, se trouve un col qui indique un *minimum relatif* à la ligne de faîte longitudinale comprise entre 2 et 3 heures, et un *maximum relatif* au *thalweg* ou fond de vallée correspondant à peu près au mois de janvier. Entre juillet et août, vers 15 heures, se trouve un autre col, qui est *maximum relatif* à la ligne de faîte longitudinale qui règne vers 15 heures, et un *minimum relatif* à la ligne de faîte transversale qui suit à peu près la ligne du mois de juillet.

Si nous supposons de plus, comme nous l'avons déjà fait pour la courbe *m n p q*, que les nombres du tableau de la page 14 s'appliquent à une moyenne d'observations faites le 1er de chaque mois, nous pourrons nous servir de la figure 1 pour obtenir à vue, sans calcul, les températures correspondant à un instant quelconque du jour et à une date quelconque de l'année.

De même, la position du centre de gravité de la surface courbe représentée dans la figure 1 servira à faire connaître la ligne de niveau

correspondant à tous les instants d'égale température dans l'année.

Enfin, si l'on unit par des traits continus la suite des points de contact des courbes de niveau avec des tangentes parallèles aux ordonnées ou aux abscisses, on aura les projections des *lignes de pente* perpendiculaires aux axes des coordonnées. La première fera connaître la succession, suivant la saison, des heures du jour auxquelles ont lieu le *maximum* et le *minimum* diurne; la seconde marque les époques de l'année auxquelles se produisent le *maximum* et le *minimum* pour chaque heure.

Ces propriétés sont très-générales et ont leurs analogues dans toutes les représentations graphiques du même genre.

Nous devons faire ici une observation essentielle. Les moyennes mensuelles que M. Kaemtz a calculées s'appliquent, en réalité, non pas à un jour déterminé du mois, mais bien au mois entier. Ainsi on ne peut étendre rigoureusement aux constructions graphiques déduites des tableaux de cet auteur les conséquences résultant de la continuité probable des résultats entre des observations faites à des époques suffisamment rapprochées. Il faudrait donc, pour que les courbes de notre figure 1 fissent réellement connaître les températures du jour correspondant à une date déterminée, deux conditions auxquelles ne satisfont pas les données et les constructions sur lesquelles nous avons opéré, savoir :

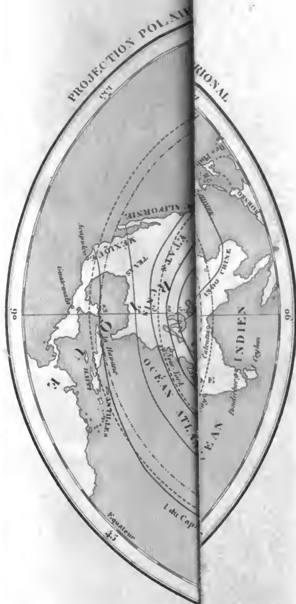
1° Que l'on connût exactement la date du jour du mois où la moyenne diurne est égale à la moyenne mensuelle;

2° Que les intervalles comptés entre les droites mensuelles sur la figure fussent proportionnels aux laps de temps réellement écoulés entre les dates des jours correspondant aux moyennes mensuelles.

En admettant, comme nous l'avons fait pour expliquer les conséquences à déduire de l'établissement de nos plans cotés, que la moyenne mensuelle tombe exactement à la même date, chaque mois, on commet donc une erreur sur laquelle nous attirons l'attention des météorologistes qui seront tentés d'appliquer nos constructions graphiques. Il est vrai que, pour une petite échelle, l'erreur commise dans l'appréciation de la marche générale des résultats ne sera pas très-considérable lorsque l'on supposera la moyenne mensuelle tombant vers le milieu de chaque mois; mais, dès qu'il s'agira d'obtenir des résultats précis, cette hypothèse ne pourra plus être admise, et il faudra nécessairement en venir à la détermination exacte de l'époque du mois à laquelle a lieu la moyenne. Or, pour cela, il faudra nécessairement grouper ensemble des observations rapprochées; de trois jours en trois jours au moins, et, peut-être même, en définitive, de jour en jour.

Quoi qu'il en soit, nous sommes convaincu que la représentation graphique des lois naturelles ou mathématiques à trois variables, que la

PL. VI.



PROJECTION POLAI
RIONAL
OCEAN
INDIEN
Ceylan
Equateur
45
90
90
I. du Cap
MEXIQUE
TEXAS
Calcutta

substitution des plans cotés à des tables numériques à double entrée, est une idée féconde qui ne tardera pas à porter des fruits.

Lorsque les météorologistes, les physiciens, les ingénieurs, seront familiarisés avec l'emploi de ce procédé, ils seront mieux à même de discuter les résultats de leurs expériences, de diriger leurs recherches, de simplifier leurs calculs, que s'ils opéraient directement sur des nombres dont la dépendance mutuelle n'est pas toujours facilement reconnaissable, ou qui s'obtiennent par des opérations compliquées.

Les figures de l'Appendice, qui ont été établies suivant la notation des plans cotés à coordonnées rectangulaires, portent les numéros 1, 4, 7, 8, 9, 12, 18 et 32; les numéros 4 *bis*, 17 et 31 *bis*, sont des plans à *courbes d'égal élément*, mais non cotées, et à coordonnées polaires. (Voir l'explication ci-après, p. 501 et suiv.).

PROCÉDÉ GÉNÉRAL DE CONSTRUCTION DES PLANS COTÉS. — Reste à expliquer par quel procédé on peut déduire la construction des courbes de niveau de la figure 1, des résultats numériques du tableau de la page 14.

Supposons que nous coupions la surface courbe dont nous voulons tracer les courbes de niveau, par une suite de plans menés perpendiculairement au plan de projection, suivant les droites correspondant aux différentes heures de la journée. Les intersections de ces plans avec la surface ne seront autres que les courbes parmi lesquelles se trouve $m\ n\ p\ q$, et qui expriment la variation annuelle de la température aux différentes heures de la journée. Les points où les courbes de niveau rencontrent ces premières courbes se projettent donc sur les droites horaires, menées parallèlement à la ligne sur laquelle sont comptés les mois. Ainsi, pour avoir les points de projection des différentes lignes de niveau sur la ligne droite de la 18e heure, placée en haut de notre figure 1, il faut, dans la figure 1 *bis*, mener une suite de droites parallèles à $A\ x$, à des intervalles représentant un degré; et projeter sur la ligne droite 18, comme on l'a fait sur la figure avec des lignes pointillées, tous les points où la courbe $m\ n\ p\ q$ est rencontrée par une des parallèles à $A\ x$. Le rang de la parallèle au-dessus ou au-dessous de zéro fait connaître la cote de la ligne de niveau à laquelle appartient chacun de ces points.

Comme d'ailleurs on peut, au moyen des nombres de la page 14, construire 23 autres courbes analogues à $m\ n\ p\ q$, il est facile d'obtenir tous les points des diverses lignes de niveau sur les 24 droites horaires.

Mais il y a un certain nombre de ces lignes qui doivent se fermer entre deux droites horaires consécutives; il faut donc en outre, dans le cas qui nous occupe, au moyen de la colonne qui concerne le mois de juillet dans notre tableau, construire la courbe de variation diurne re-

présentée dans la figure 1 *ter*; et rapporter sur la droite mensuelle de juillet, comme nous l'avons fait par des traits pointillés parallèles aux droites horaires, les nouveaux points des courbes de niveau. C'est ainsi que nous avons pu fermer toutes celles qui doivent l'être sur la figure 1.

Ce procédé de construction très-simple, qui est fondé sur les méthodes ordinaires de la géométrie descriptive, est aussi très-général. Nous l'avons appliqué à la construction de toutes celles de nos figures, hors une, qui représentent des surfaces caractérisées par leurs lignes de niveau.

Pour la figure 9, nous avons substitué, aux courbes horaires, des polygones inscrits à ces courbes; et nous avons pu alors déterminer, par de simples règles de trois, les points où la projection de chaque courbe de niveau coupe les droites horaires.

DIFFÉRENTS SYSTÈMES DE COORDONNÉES A EMPLOYER POUR LES PLANS COTÉS. — La représentation graphique des surfaces courbes par le moyen des projections de leurs lignes de niveau, n'est pas bornée au système de coordonnées rectilignes dont on fait ordinairement usage. Elle n'est même qu'un cas particulier d'une notation plus générale, où, quel que fût le système de coordonnées adopté, on tracerait sur une surface quelconque la projection orthogonale ou polaire des courbes qui correspondent à une même valeur de la 3e coordonnée.

Lorsque l'on a à considérer des éléments rotatifs ou périodiques, tels que les directions des vents ou les 24 heures de la journée, on peut trouver de l'avantage, dans certains cas, à adopter des coordonnées polaires. S'agit-il, par exemple, d'exprimer graphiquement, pour un certain lieu, la durée de chacun des vents qui soufflent pendant les 12 mois de l'année, on tracera, autour d'un même point (voy. fig. 4 *ter*) 4 droites mutuellement inclinées l'une à l'autre d'un demi-angle droit; puis, sur leurs directions, affectées à chacune des 8 aires principales de vent, on comptera, à partir du point central, des longueurs proportionnelles aux durées de ces vents. En joignant, par un trait continu, les extrémités des droites ainsi mesurées pour un même mois, il suffira de mettre le nom du mois à côté de chacune des 12 courbes ainsi construites pour avoir la représentation graphique demandée. Mais ce système, déjà inférieur à celui où l'on prendrait pour coordonnées rectangulaires du plan de projection les intervalles mensuels et les durées de vents (voy. fig. 4 *bis*), ce qui donnerait des courbes mensuelles moins confuses que les précédentes, l'est encore bien plus au système où les coordonnées rectangulaires sont les mois et les aires de vent (fig. 4), d'où résultent les courbes d'égale durée du vent.

Du reste, on obtiendrait facilement une représentation graphique ana

logue à celle de la figure 4, mais uniquement avec des coordonnées polaires. Il suffirait, pour cela, de compter les aires de vent comme des longitudes, et les intervalles mensuels comme des latitudes soit sur une sphère, soit mieux encore sur un cône droit dont l'axe coïnciderait avec celui de l'équateur, sur lequel on mesurerait les aires du vent. Alors des courbes de niveau, analogues à celles de la figure 4, se trouveraient tracées au milieu de droites divergentes et de cercles concentriques, qui remplaceraient les carreaux rectangulaires de cette figure.

TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LE MÊME SUJET. — La première idée de la représentation graphique du relief du globe au moyen de courbes de niveau cotées paraît due à du Carla, de Genève, qui proposa à l'Académie des sciences, en 1771, de l'appliquer aux cartes de géographie.

M. de Humboldt fut ensuite le premier qui imagina de réunir à la surface du globe, par des courbes continues, d'autres points que ceux qui se trouvent à un même niveau au-dessus de l'Océan. L'analogie de ses *isothermes* (*voyez* p. 181) avec l'application que nous faisons aux lois météorologiques est manifeste. La différence consiste seulement en ce que les isothermes s'appliquent à des points dont l'existence à la surface de la sphère terrestre est bien réelle; tandis que les courbes d'égale durée des vents, en un même lieu, pendant les différentes saisons de l'année, s'appliquent à des points dont la position, sur un plan, sur une sphère ou sur un cône, a été déterminée uniquement par pure convention, par un choix particulier des coordonnées pour représenter deux éléments variables.

On a donc lieu de s'étonner que cette ingénieuse idée du savant illustre qui a attaché son nom au perfectionnement de presque toutes les sciences n'ait pas pris une extension plus considérable, et n'ait pas été généralement appliquée aux résultats de la physique du globe et de la météorologie. Car il n'y avait qu'un pas à franchir pour passer de l'idée des isothermes aux courbes d'*égal élément*, telles que nous venons d'en exposer la théorie. Il paraît, du reste, que M. le chef d'escadron d'artillerie Piobert s'est servi de la notation des plans cotés, dès 1825, pour vérifier des tables de balistique; la *planchette du canonnier*, de M. d'Obenheim, représentée dans le tome III du *Mémorial de l'artillerie* (1830), est établie avec la même notation; et, dans le même volume, M. Bellencontre, chef d'escadron, propose d'employer aussi cette notation pour construire les résultats des tables de Lombard. On dit que, vers la même époque, M. Didion s'en est servi pour résumer des résultats d'expériences sur le tir à la cible. En 1840, M. Allix, ingénieur des constructions navales, a publié un nouveau système de tarifs renfermant des tables de multiplication graphique fondées implicitement sur le principe de la représentation d'une surface au moyen de ses lignes de niveau.

Enfin M. Chazallon, ingénieur hydrographe de la marine, avait construit une *rose des vents barométrique* analogue à celle de notre figure 31, mais sans rien publier à ce sujet.

Qu'il nous soit permis d'ajouter que ces divers travaux ne sont venus à notre connaissance que postérieurement à l'époque où nous avions pensé à appliquer, d'une manière générale, à toutes les lois naturelles et aux tables numériques qui renferment 3 éléments variables, la représentation graphique imaginée par du Carla. Nous avons lieu d'espérer que les nombreuses conséquences que nous avons déduites de l'idée première de du Carla et de M. de Humboldt, et de quelques autres qui nous sont propres, paraîtront de nature à confirmer notre assertion. Pour n'indiquer ici que deux résultats d'un travail spécial que nous comptons publier prochainement, il nous suffira de citer, parmi ces conséquences, l'établissement d'un *abaque* ou *compteur* universel qui remplace avec avantage les règles à calcul et sert à une foule d'opérations que celles-ci ne peuvent effectuer; et la construction de tables et d'instruments pour la résolution des équations numériques de degré supérieur au second. Au reste, nous ne prétendons rien enlever à nos devanciers; et, quelle que soit la part que veuille bien nous accorder, dans l'application du procédé aux lois naturelles et aux tables numériques, l'opinion des juges compétents et désintéressés, nous serons heureux si nous pouvons contribuer pour quelque chose à vulgariser une notation qui paraît destinée à rendre de véritables services dans les sciences d'observation et même de calcul[1].

[1] Nous devons ici une mention spéciale au zèle et à l'intelligence avec lesquelles le jeune Jean Prévôtel nous a secondé pour la confection des figures de l'Appendice. C'est lui aussi qui a fait, ou au moins revu avec le plus grand soin, les longs calculs qu'a exigés la conversion en mesures métriques de tous les tableaux numériques de l'original.

II

EXPLICATION DES FIGURES DE L'APPENDICE.

Figures 1 (voyez p. 14).

Loi de la variation de la température moyenne par heure, dans les différents mois de l'année, à Halle.

ÉCHELLES. 5 millimètres pour 2 mois, comptés sur l'axe des abscisses de la figure 1; 5 millimètres pour 2 heures, mesurés sur les ordonnées de la fig. 1 et sur les abscisses de la fig. 1 *ter;* 1 millimètre par degré, compté sur les ordonnées des fig. 1 *bis* et 1 *ter.*

Les lignes des douze mois de l'année sont désignées par des lettres initiales, et sont comptées parallèlement à la longueur de la planche; les lignes des 24 heures du jour sont reconnaissables aux chiffres placés à leur extrémité gauche, et sont menées perpendiculairement aux premières. Les courbes d'égale température sont tracées dans l'intérieur du cadre, et cotées en degrés centigrade. Celles dont les cotes sont précédées du signe — (*moins*), vers la droite de la figure, indiquent des températures au-dessous de zéro. Pour obtenir la température qui règne en un certain mois et à une heure déterminée, il faut suivre la ligne qui indique le mois jusqu'à la rencontre de celle qui indique l'heure, et prendre la cote de la courbe la plus rapprochée.

Ainsi, en montant le long de la ligne du mois de juin, on voit que le point de rencontre avec la ligne de minuit tombe à peu près aux 0,3 de l'intervalle entre les courbes cotées 12 et 13; par conséquent, la température moyenne correspondante est de 12° 3.

La fig. 1 donne lieu à plusieurs remarques intéressantes. On voit d'abord que, bien qu'elle résulte d'une série d'observations faites pendant peu d'années (M. Kaemtz ne dit pas au juste combien), par un seul observateur, elle présente une régularité assez satisfaisante dans la forme des courbes de niveau. D'où l'on doit conclure qu'il ne serait pas néces-

saire que la série s'étendît à plus de 15 ou 20 ans pour que la plupart des inflexions accidentelles vinssent à disparaître.

Ensuite il est facile de reconnaître sur la figure, mieux encore que sur le tableau numérique de la page 14, la marche de la température diurne et annuelle. En effet, suivons d'abord les lignes des mois, de bas en haut, nous verrons qu'elles rencontrent les différentes courbes d'égale température de manière que les cotes de ces courbes vont en augmentant jusqu'à un certain point placé entre 1 heure et demie et 3 heures après midi; et en diminuant jusqu'à un autre point placé entre 15 et 19 heures, c'est-à-dire entre 2 et 7 heures du matin. On reconnaît là le *maximum* et le *minimum* de température diurne. La figure montre que la position de ces points varie suivant les saisons; que le *maximum* a lieu en été vers 3 heures après midi, vers 1 heure et demie en hiver; et que le *minimum*, qui a lieu au mois de janvier vers 7 heures du matin, a lieu à 3 heures du matin au mois de juillet. Résultats conformes à ceux que M. Kaemtz a déduits de la discussion des résultats numériques (page 18).

Si des lignes des mois nous passons aux lignes des heures, nous arriverons à des résultats analogues, c'est-à-dire que non-seulement nous reconnaîtrons l'existence du *maximum* et du *minimum* annuels, mais encore les différentes dates des jours auxquels ils auront lieu pour chacune des 24 heures, pourvu toutefois que nous connaissions les dates exactes des moyennes mensuelles, ou bien que nous ayons pris ces moyennes constamment au même jour du mois.

Les quatre lignes courbes tracées en points ronds sur la fig. 1 établissent la loi de continuité entre les diverses époques des *maxima* et des *minima* diurnes et annuels. Deux de ces lignes, celles des *maxima* et des *minima* diurnes, ne sont autre chose que les projections des *lignes* de *pente* tracées sur la surface courbe, perpendiculairement à la direction des droites mensuelles; les deux autres, celles des *maxima* et des *minima* annuels, sont les projections des lignes de pente perpendiculaires à la direction des droites horaires. Il est facile de comprendre la raison de cette propriété : elle tient à ce que tous les points qui correspondent à un *maximum* ou à un *minimum* diurne, sur les courbes d'égale température, sont déterminés par des tangentes parallèles aux droites mensuelles, et que les *maxima* et *minima* annuels des heures sont ceux de contact des mêmes courbes avec des tangentes parallèles aux droites horaires.

Les courbes horaires représentées dans la fig. 1 *bis*, et que l'on construit directement au moyen des lignes horaires du tableau numérique de la page 14, présentent toutes, sans exception, une singulière inflexion vers le mois de novembre. Il y a une autre inflexion du même genre, quoique beaucoup moins prononcée, vers le mois de mai. Quelle en est la cause? M. Kaemtz ne s'explique pas à ce sujet et ne signale même pas le fait.

Tient-elle à ce que les résultats relatifs au mois de novembre ont été interpolés d'une manière inexacte? Faut-il reconnaître dans l'anomalie de mai l'abaissement de température signalé par M. Erman, professeur à l'université de Berlin, et attribué par lui à l'interposition, entre le Soleil et la Terre, des astéroïdes que nous rencontrons vers le 13 novembre? Resterait à expliquer l'anomalie de novembre, dont M. Erman ne fait pas mention, tandis qu'il en annonce une vers le 7 février, qui n'est pas appréciable ici. (Voir les *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 1re sem., 1840, p. 21).

Figure 2 (voyez p. 18).

Loi de la variation thermométrique diurne observée à Bosekop pendant les 40 jours qui ont précédé et les 40 jours qui ont suivi le solstice d'hiver.

Échelles. 9 millimètres pour 4 heures, comptés sur les abscisses, et 9 millimètres pour 4 dixièmes de degré, comptés sur les ordonnées.

Cette courbe a été construite par M. Bravais. Elle offre, dans ses ondulations, une régularité satisfaisante, qui semble bien indiquer qu'elles ne sont pas accidentelles.

Figure 3 (voyez p. 21).

Loi de la variation mensuelle du coefficient par lequel on doit multiplier l'excès du maximum sur le minimum de la température diurne; la somme du produit et du minimum donnant la moyenne de la journée.

Échelles. 2 millimètres par mois comptés sur les abcisses. Les ordonnées, qui représentent les coefficients de réduction, sont prises à l'échelle de $\frac{1}{20}$ des valeurs du coefficient, considéré comme fraction du mètre, en retranchant constamment 15 millimètres. La courbe relative aux observations à heure fixe est désignée par H; celle des observations par le thermométrographe est désignée par T.

L'irrégularité des deux courbes semble indiquer la nécessité d'observations prolongées pendant beaucoup plus longtemps, pour l'établissement des valeurs exactes du coefficient de réduction. Il est probable que ces valeurs doivent varier suivant les lieux et même suivant les jours. Il serait donc à désirer qu'elles fussent cherchées, par des observateurs assidus, en beaucoup de points du globe suffisamment éloignés les uns des autres.

Figures 4 (voyez p. 40).

Loi de la fréquence des vents (moussons) *dans les divers mois de l'année, à Dum-Dum, près de Calcutta* (8 années d'observation).

L'ÉCHELLE de la fig. 4 est de 5 millimètres par mois sur les abscisses, et de 6 millimètres pour chacune des principales aires de vent sur les ordonnées.

Les courbes construites dans l'intérieur du cadre sont celles d'égale durée des vents. Leurs cotes sont rapportées à la durée totale des vents qui ont soufflé pendant chaque mois, durée représentée par 20. Ainsi, en suivant la ligne du mois de septembre jusqu'à la rencontre de la ligne du vent d'est, on tombe sur la courbe cotée 4, d'où l'on conclut que pendant ce mois le vent d'est ne souffle que les $\frac{4}{20}$ ou les 0,2 du temps pendant lequel il vente dans une direction quelconque. Le tableau de la page 40 donne 0,207.

La fig. 4 *bis* n'est plus, à proprement parler, un plan topographique. Elle renferme les courbes des variations annuelles de la durée des différents vents. On prend les mêmes abscisses que pour la fig. 4, et les ordonnées sont à l'ÉCHELLE d'un décimètre pour la durée totale des vents pendant chaque mois. Les courbes qui se rapportent aux différentes aires de vent sont désignées par des lettres qui les rendent reconnaissables. Elles sont construites directement au moyen du tableau de la page 40, dans lequel les nombres d'une même colonne expriment les longueurs des ordonnées d'une même courbe.

Imaginons que nous ayons coupé la surface courbe, dont la fig. 4 est le plan topographique, par des plans verticaux menés suivant les lignes N, E, etc., des aires de vent. Les intersections de la surface par ces plans sont précisément les courbes de la fig. 4 *bis*, et cette figure elle-même n'est autre que l'ensemble des huit courbes projetées sur un plan vertical parallèlement à elles-mêmes.

Les intersections de la même surface par des plans verticaux menés, suivant les lignes mensuelles, perpendiculairement aux premiers, donneraient lieu à une série de courbes analogues à celles de la fig. 4 *bis*, mais qui représenteraient la variation de la direction du vent, pour chacun des 12 mois de l'année. Ces courbes peuvent d'ailleurs être construites directement, au moyen des nombres renfermés dans les lignes horizontales du tableau de la page 40.

La fig. 4 *ter* supplée à celle que nous venons d'indiquer, et donne les mêmes résultats. Seulement, au lieu de compter les aires de vent sur une droite prise pour axe des abscisses, nous les avons indiquées en direction

véritable. Puis, sur chacune de leurs directions, nous avons compté à l'ÉCHELLE d'un décimètre pour la durée totale des vents pendant un mois la durée partielle du vent correspondant à cette aire. Les courbes ainsi obtenues par mois sont reconnaissables aux lettres initiales de ces mois, savoir :

J. Janvier.	M'. Mai.	S. Septembre.
F. Février.	J'. Juin.	O. Octobre.
M. Mars.	J''. Juillet.	N. Novembre.
A. Avril.	A'. Août.	D. Décembre.

On peut d'ailleurs vérifier sur une quelconque des fig. 4, 4 *bis* et 4 *ter*, le résultat de l'examen auquel M. Kaemtz s'est livré (p. 41), savoir la prédominance marquée des vents de N.O. en hiver, et celle des vents de S.E. en été. Mais le plan topographique est évidemment celle des trois figures qui offre le plus de clarté et qui se prête le mieux à la discussion sous toutes les faces.

La dernière pourrait être appelée *rose mensuelle de la durée des vents*. Elle est analogue aux roses représentées dans les fig. 17 et 31 *bis*, et à celles qui sont indiquées à propos des fig. 11 et 12.

Figure 5 (voyez p. 44).

Loi de la fréquence relative des vents dans différents pays.

ÉCHELLES. $2^{mm},5$ par aire de vent comptée sur les abscisses, et 5 centimètres pour la durée totale des vents pendant un mois, comptée sur les ordonnées.

Des initiales font reconnaître la courbe des variations dans la durée des vents, qui se rapporte à chacun des pays du tableau de la page 44, savoir :

An. Angleterre.
F. France, Pays-Bas.
Al. Allemagne.
D. Danemark.
S. Suède.
R. Russie et Hongrie.
Am. Amérique du Nord.

La figure, comme le tableau, fait voir la prédominance des vents de sud-ouest, et la tendance, un peu au nord de l'ouest, de la direction moyenne du vent en Russie.

Il ne faut d'ailleurs considérer que les différences des ordonnées dans

une même courbe, et nullement leurs valeurs absolues, parce que, pour prévenir la confusion, on a reculé, pour plusieurs de ces courbes, l'axe des abscisses parallèlement à lui-même.

Figure 6 (**voyez p. 64**).

Loi de l'accroissement de tension de la vapeur d'eau suivant la température.

Échelles. 3 millimètres par 4 degrés pour les abscisses; $\frac{3}{4}$ de grandeur naturelle pour la tension exprimée par la hauteur de la colonne mercurielle soutenue, comptée sur les ordonnées.

La courbe inférieure est celle qui résulte de la loi trouvée par M. Kaemtz; l'autre représente la loi que M. August a déduite des expériences de Dalton.

L'inspection seule de ces courbes montre que la différence entre les résultats donnés par les deux lois va en augmentant avec la température.

Figure 7 (**voyez p. 76**).

Loi des variations de tension de la vapeur d'eau contenue dans l'air, par heure, dans les différents mois de l'année, à Halle (4 à 5 ans d'observation).

Échelles. 5 millimètres par mois pour les abscisses; 1 millimètre par heure pour les ordonnées.

Les courbes d'égale tension de vapeur d'eau sont tracées dans l'intérieur du cadre : leurs cotes indiquent les tensions exprimées en millimètres de hauteur de mercure. Ainsi, par exemple, en suivant la ligne du mois de juin jusqu'à la rencontre de la ligne de minuit, on trouve que le point d'intersection tombe presque exactement sur la courbe cotée 10; on en conclut que la tension moyenne du mois de juin, à l'heure indiquée, est de 10 millimètres. Le tableau de la page 76 donne 9 millim. 96.

En cherchant, de même que pour la figure 1, la position des lignes de pente perpendiculaire aux droites mensuelles ordonnées, on trouve que l'on peut en tracer quatre sur certaines portions de la figure. Deux courbes, la plus élevée et la troisième, comptées de haut en bas, correspondent à des *maxima;* les deux autres à des *minima*. Leur position sur le plan topographique indique la marche horaire de la variation de quantité de vapeur contenue dans l'air, à Halle, suivant les différentes saisons, d'une manière qui n'est qu'en partie conforme aux conclusions de M. Kaemtz. (*Voyez* page 78).

Les courbes de l'été offrent une marche régulière; mais celles de

l'hiver présentent des anomalies qui semblent résulter de ce que la série n'a pas encore été suffisamment prolongée. Or un nombre considérable d'observations est d'autant plus nécessaire, que les courbes de variation horaire, pour les mois d'hiver, présentent des ondulations moins prononcées. On rétablira facilement ces courbes au moyen de notre figure, puisqu'elles résultent de l'intersection de la surface représentée par notre plan topographique avec des plans verticaux menés par les droites mensuelles.

Quant aux courbes mensuelles de variation, pour chacune des heures de la journée, elles résultent de l'intersection de la même surface courbe par des plans verticaux menés suivant les droites horaires En les construisant, on reconnaitra qu'elles présentent toutes, sans exception, au mois de novembre, une singulière inflexion tout à fait semblable à celle que nous avons signalée pour les courbes mensuelles de température de la figure 1 *bis*, et dans le même sens. Nous ne pouvons connaitre la cause de cette remarquable anomalie.

Figure 8 (voyez p. 77).

Loi des variations de l'humidité relative de l'air, par heure, dans les différents mois de l'année, à Halle (4 à 5 ans d'observation).

Échelles. 9 millimètres par 2 mois pour les abscisses, et 3 millimètres par 2 heures pour les ordonnées.

Les courbes d'égale humidité relative sont tracées dans l'intérieur du cadre 1. Leurs cotes donnent les nombres du tableau de la page 77. La manière dont ces nombres expriment l'humidité relative est d'ailleurs expliquée à la page 71-72.

Ainsi on trouve environ 73 à 74 pour le mois de juin, et 9 heures; le tableau de la page 77 donne 74,2.

Comme la détermination de ces courbes a eu lieu d'après la même série d'observations que la figure précédente, on ne doit pas se fier complétement aux résultats qu'elles donnent pour les mois d'hiver.

Du reste, les lignes de pente que l'on peut tracer sur la surface courbe perpendiculairement, soit aux droites mensuelles, soit aux droites horaires, suivent une marche assez régulière. Les premières sont au nombre de deux qui indiquent les heures, suivant les mois, du *maximum* et du *minimum* diurne dont parle M. Kaemtz (p. 78). Les autres sont au nombre de quatre, et montrent la marche horaire des *maxima* et des *minima* annuels.

Figure 9 (voyez p. 80).

Loi des variations de la tension de la vapeur d'eau contenue dans l'air, par heure (de 7 heures du matin à 11 heures du soir), *dans les différents mois de l'année, à Apenrade.*

Échelles. 5 millimètres par mois pour les abscisses, et 5 millimètres par 2 heures pour les ordonnées.

Les courbes du plan topographique indiquent les instants d'égale humidité absolue. Leurs cotes expriment la tension hygrométrique en millimètres de mercure.

Ainsi on trouve pour le mois de mai à 3 heures un résultat compris entre 9 et 9,5. Le tableau de la page 80 donne 9,23.

La comparaison de cette figure avec la figure 7 fait reconnaître les différences essentielles entre la marche de l'état hygrométrique absolu de l'air à Halle et à Apenrade. M. Kaemtz signale ces différences sans pouvoir en assigner la cause (*voyez* page 81).

Figure 10 (voyez p. 82).

Comparaison de la tension de la vapeur d'eau aux mêmes heures, à Zurich et sur le Rigi, à Zurich et sur le Faulhorn.

Échelles. 1 millimètre par heure pour les abscisses, et le quintuple de grandeur naturelle pour la pression en millimètres comptée sur les ordonnées, en retranchant constamment 25 millimètres des ordonnées de la série Zurich-Rigi, et 15 des ordonnées de la série Zurich-Faulhorn.

ZZ et RR, courbes correspondantes de la première série à Zurich et sur le Rigi. (Juin 1832 et juillet 1833).

Z'Z' et FF, courbes correspondantes de la seconde série à Zurich et sur le Faulhorn. (Septembre et octobre 1833).

On peut suivre facilement sur ces courbes la discussion donnée dans le corps du livre (page 82-83).

Figure 11 (voyez p. 93).

Loi des variations de l'humidité relative, par les différents vents, dans les quatre saisons, à Halle.

Échelles. 5 millimètres pour chacune des 8 aires de vent principales, comptées sur les abscisses, et un demi-millimètre par unité d'humidité

relative, pour les ordonnées, en retranchant constamment 30 millimètres de celles-ci.

PP. Courbe du printemps.
EE. *id.* de l'été.
AA. *id.* de l'automne.
HH. *id.* de l'hiver.

Le contraste entre l'hiver et l'été ressort immédiatement de l'inspection seule de ces courbes. Le *maximum* d'humidité relative, à Halle, correspond au vent d'est en hiver, et au vent d'ouest en été; le *minimum* à l'ouest en hiver, à l'est en été. Ces résultats sont tirés, par M. Kaemtz (p. 93), de la considération des nombres du tableau de la page 93. Il aurait pu ajouter qu'entre l'automne et l'hiver il doit exister une époque où, *en moyenne*, ni le vent d'est, ni le vent d'ouest, ne donnent lieu à des *maxima* ou à des *minima*; de sorte que l'humidité relative est comme stationnaire, quel que soit le vent, à cette époque La même chose a lieu entre l'hiver et le printemps, mais seulement pour le vent d'est; puis entre le printemps et l'été, mais seulement pour le vent d'ouest.

Ces courbes pourraient être construites de manière à constituer une *rose hygrométrique des vents* analogue aux roses des fig. 17 et 31 *bis*.

Figure 12 (voyez p. 95).

Loi de la variation diurne absolue de la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air, au-dessus ou au-dessous de la moyenne correspondant à chaque heure, suivant les différents vents, à Halle.

ÉCHELLE. 15 millimètres pour 4 heures, comptées sur les abscisses et pour chacune des 4 aires principales de vent comptées sur les ordonnées.

Les courbes d'égale différence de tension portent des cotes qui indiquent les différences exprimées en dixièmes de millimètre de hauteur de mercure. Les cotes précédées du signe — indiquent des tensions au-dessous de la moyenne; les cotes des tensions au-dessus ne sont précédées d'aucun signe.

En suivant la ligne horaire de 0 heure ou de midi jusqu'à la rencontre de la ligne du vent du sud, on trouve que le point d'intersection tombe entre les courbes cotées 4 et 5, aux deux tiers environ de l'intervalle qui les sépare. On en conclut que par ce vent et à cette heure la tension de la vapeur est, moyennement, de $0^{mm},467$. Le tableau de la page 95 donne $0^{mm},465$.

La position des lignes de pente perpendiculaires aux droites horaires fait voir la direction des vents par lesquels a lieu le *maximum* ou le *minimum* relatif à chaque heure. La détermination des heures de la journée auxquelles correspond le *maximum* ou le *minimum* relatif à chaque vent dépend, au contraire, des lignes de pente perpendiculaires aux droites des vents.

M. Kaemtz est le premier à signaler (page 96) les anomalies de son tableau, que fait ressortir le plan topographique qui en est la représentation. Du reste, il a employé, pour les reconnaître, la construction graphique des courbes qui, pour nous, résultent de l'intersection de la surface courbe dont la fig. 12 est le plan topographique, avec les 8 plans verticaux menés par les droites des vents.

Même remarque que ci-dessus pour l'établissement d'une rose des vents donnant l'humidité absolue.

Figure 13 (**voyez p. 103**).

Loi des variations du diamètre des vésicules des brouillards, suivant les différents mois de l'année.

Échelles. 5 millimètres pour 2 mois comptés sur l'axe des abscisses, et 500 fois la grandeur naturelle pour les diamètres mesurée sur les ordonnées.

La progression de l'hiver à l'été est troublée, comme on voit, par bien des anomalies, quoiqu'il y ait diminution sensible de diamètre, de l'une à l'autre saison.

Figure 14 (**voyez p. 104**).

Marche comparative des températures de l'air, du Rhône et de la Saône à Lyon (4 ans d'observations de M. Fournet).

Échelles. 5 millimètres par 2 mois pour les abscisses, et 1 millimètre par 2 degrés pour les ordonnées.

AA. Courbe de l'air.
RR. *id.* du Rhône.
SS. *id.* de la Saône.

Figure 15 (**voyez p. 130**).

Répartition de la quantité de pluie, dans les quatre saisons, en divers pays de l'Europe.

Échelles. 15 millimètres pour l'année entière comptée sur l'axe des

abscisses, et 3 millimètres pour 8 unités de pluie tombée (la quantité annuelle étant de 100) comptées sur les ordonnées.

Pour prévenir l'entrelacement des courbes, on les a reculées toutes parallèlement à elles-mêmes : il ne faut donc s'en rapporter à la figure que pour les différences entre les ordonnées, et non pas pour les longueurs absolues de celles-ci.

H. Hiver. — P. Printemps. — E. Été. — A. Automne.
a a. Courbe de l'Angleterre occidentale.
a' a'. *id.* de l'intérieur de l'Angleterre.
f f. *id.* de la France occidentale.
f' f'. *id.* de la France orientale.
a'' a''. *id.* de l'Allemagne.
p. p. *id.* de Pétersbourg.

Figures 16 (voyez p. 146).

Marche comparative des quantités de pluie qui tombent, et des températures mensuelles correspondantes dans l'Inde, à Anjarakandy (fig. 16), *à Madras* (fig. 16 *bis*) *et à Calcutta* (fig. 16 *ter*).

Échelles. 2 millimètres par mois pour les abscisses; $\frac{1}{10}$ de grandeur naturelle pour les hauteurs de pluie comptées sur les ordonnées; $\frac{1}{4}$ de millimètre par dixième de degré compté sur les ordonnées, en retranchant constamment 25° pour Anjarakandy, 24° pour Madras et 18° pour Calcutta.

t. Courbe de température.
p. *id.* de pluie.

Aux sommités des courbes de pluie, sur les 3 figures, correspondent à peu près des dépressions dans les courbes de température, conformément aux conclusions de l'auteur (p. 145 et 146).

Figure 17 (voyez p. 148).

Loi des variations de température pendant les quatre saisons, a Paris, suivant les différents vents.

Échelles. 1 millimètre par degré compté à partir du centre de la figure sur la direction du vent correspondant.

A. Courbe de la moyenne de l'année.
a. *id.* de *id.* de l'automne.
p. *id.* de *id.* du printemps.

Cette *rose thermométrique des vents* a été construite d'après les nombres que donne M. Mahlmann dans sa traduction d'un ouvrage de M. Forbes, intitulé *Abriss einer Geschichte der neueren Fortschritte der Meteorologie* (Berlin, 1836).

La figure 31 *ter* est une reproduction exacte, tirée de cet ouvrage, de la manière dont on avait conçu, avant nous, la représentation graphique d'une rose des vents de ce genre.

Il est inutile de faire ressortir les avantages du mode de représentation auquel nous avons été conduit par la considération des *courbes d'égal élément*.

Figure 18 (voyez p. 150).

Loi des variations horaires de température au-dessus ou au-dessous de la moyenne, dues à l'influence des différents vents à Halle.

Échelles. 3 millimètres par heure comptée sur les abscisses, et 9 millimètres par chacune des quatre aires principales de vent comptée sur les ordonnées.

Les cotes des courbes d'égale variation sont des degrés centigrade.

Les lignes de pente perpendiculaires aux droites horaires déterminent la direction des vents par lesquels a lieu le *maximum* ou le *minimum* relatif à chaque jour, et les lignes de pente perpendiculaires aux premières font connaître les heures de la journée auxquelles correspondent le *maximum* et le *minimum* relatif à chaque vent.

Les irrégularités des courbes de ce plan topographique indiquent qu'elles ont été déduites d'un nombre d'observations qui n'est pas suffisant.

Figure 19 (voyez p. 196).

Loi de la variation de la hauteur à laquelle il faut s'élever pour avoir un abaissement de 1 degré du thermomètre, aux différentes heures de la journée.

Échelles. 1 millimètre par heure comptée sur les abscisses, et 1 millimètre pour 4 mètres de hauteur comptés sur les ordonnées, dont on retranche préalablement 120 mètres.

C. Courbe du col du Géant.
R. *id.* du Rigi.

Quant aux irrégularités des courbes, même observation que pour la figure précédente.

Figure 20 (voyez p. 197).

Loi de la variation horaire de la température, le même jour, à différentes hauteurs (44 jours, fin de juillet et août).

Échelles. 3 millimètres par heure comptée sur les abscisses, et 9 millimètres pour 8 degrés centigrade portés sur les ordonnées.

F. Courbe du Faulhorn.
P. *id.* de Paris.
G. *id.* de Genève.
Z. *id.* de Zurich.
B. *id.* de Berne.
L. *id.* de Lucerne.
M. *id.* de Milan.

Les ordonnées de ces courbes étant comptées à partir des différentes droites parallèles aux abscisses qui passent par leurs extrémités, leurs ondulations ne doivent être considérées que comme exprimant des différences et non pas des températures absolues.

Figure 21 (voyez p. 198).

Loi de la variation de la différence de niveau qui correspond à un abaissement de 1 *degré, suivant les différents mois de l'année.*

Échelles. 1 millimètre par heure comptée sur les abscisses, et 1 millimètre pour 4 mètres de hauteur comptée sur les ordonnées, dont on retranche constamment 140 mètres.

G. Courbe de Genève et du Saint-Bernard.
A. *id.* de l'Allemagne méridionale et de l'Italie septentrionale.

Les irrégularités de la seconde courbe, quoique moins prononcées que celles de la première, indiquent que les observations ne sont pas encore assez nombreuses.

Figure 22 (voy. p. 232).

Loi de la variation barométrique diurne en divers lieux.

Échelles. 5 millimètres pour 4 heures comptées sur les abscisses, et 1 centimètre pour 4 millimètres de hauteur barométrique comptée sur les ordonnées.

O. Courbe du grand Océan.
Cm. *id.* de Cumana.
G. *id.* de la Guyane.
Cl. *id.* de Calcutta.
Pd. *id.* de Padoue.
H. *id.* de Halle.
A. *id.* d'Abo.
Pt. *id.* de Pétersbourg.

Afin de prévenir l'entrelacement de ces courbes, on a reculé l'axe des abscisses parallèlement à lui-même pour celles qui auraient été confondues avec d'autres.

Figure 23 (voyez p. 234).

Loi de variation des heures tropiques de la hauteur barométrique à Halle (10 ans d'observation).

Échelles. 5 millimètres pour 2 mois comptés sur les abscisses, et pour 4 heures mesurées sur les ordonnées.

m, *m*. Courbes des deux *minima* diurnes.
M, M. *id.* *id.* *maxima* *id.*

Figure 24 (voyez p. 236).

Variation de l'amplitude de l'oscillation moyenne diurne du baromètre, suivant les différents mois de l'année (10 ans d'observation).

Échelles. 5 millimètres pour 2 mois comptés sur les abscisses, et le décuple de grandeur naturelle pour l'oscillation diurne mesurée sur les ordonnées.

M. Courbe de Milan.
H. *id.* de Halle.

Figure 25 (voy. p. 237).

Loi de la variation diurne de la hautenr barométrique, observée simultanément en divers lieux (du 19 juillet au 7 août 1841).

Échelles. 3 millimètres par heure comptée sur l'axe des abscisses, et 3 millimètres par dixième de millimètre de variation de hauteur barométrique comptée sur les ordonnées.

F. Courbe du Faulhorn.
P. *id.* de Paris.
G. *id.* de Genève.
Z. *id.* de Zurich.
B. *id.* de Berne.
L. *id.* de Lucerne.
M. *id.* de Milan.

Figure 26 (voyez p. 237).

Loi de la variation barométrique diurne à différentes hauteurs.

Échelles. 5 millimètres pour 4 heures comptées sur l'axe des abscisses, et 5 fois la grandeur réelle de la variation horaire comptée sur les ordonnées.

ZZ première courbe de Zurich.
RR courbe correspondante du Rigi.
Z'Z' seconde courbe de Zurich.
FF courbe correspondante du Faulhorn.

On ne doit considérer dans cette figure que les ondulations de chaque courbe, et nullement sa position absolue par rapport à l'axe des abscisses.

Figure 27 (voyez p. 244).

Loi de l'amplitude de l'oscillation barométrique diurne suivant la latitude.

Échelles. 1 millimètre pour 2 degrés de latitude comptée sur l'axe des abscisses, et 20 fois la grandeur réelle de l'oscillation comptée sur les ordonnées.

Figure 28 (voyez p. 247).

Loi des oscillations inverses correspondantes du baromètre et du thermomètre.

Échelles. Moitié de grandeur naturelle pour les oscillations barométriques comptées sur l'axe des abscisses (les positives à droite, les négatives à gauche du zéro; et 2 millimètres par degré compté sur les ordonnées (les degrés positifs en dessus, les négatifs en dessous de l'axe des abscisses).

BBB. ligne de Bagdad.
OOO. *id.* d'Ofen ou Bude.
CCC. *id.* de Cambridge.
EEE. *id.* d'Eyatiord.

Pour chacune des trois dernières courbes, l'axe des abscisses est reculé parallèlement à lui-même et passe par la lettre du milieu de la courbe.

Figure 29 (voyez p. 253).

Variation de la pression diurne de l'air sec, à Apenrade, suivant les saisons.

Échelles. 5 millimètres par 4 heures comptées sur l'axe des abscisses, 2 fois et demie l'excès de la hauteur barométrique réelle sur 740 millimètres.

P. courbe du printemps.
E. *id.* de l'été,
A. *id.* de l'automne.
H. *id.* de l'hiver.
M. *id.* de l'année entière.

Figure 30 (voyez p. 261).

Hauteur barométrique moyenne mensuelle, à différentes latitudes.

Échelles. 5 millimètres pour 2 mois, comptés sur l'axe des abscisses, et décuple de grandeur naturelle pour les différences des ordonnées.

1 courbe de la Havane.
2 *id.* de Calcutta.
3 *id.* de Bénarès.
4 *id.* de Macao.
5 *id.* du Caire.
6 *id.* de Paris.
7 *id.* de Strasbourg.
8 *id.* de Halle.
9 *id.* de Berlin.
10 *id.* de Pétersbourg.

On ne doit considérer que les oscillations de ces courbes et nullement leur position absolue par rapport à l'axe des abscisses, qui a été reculé plusieurs fois parallèlement à lui-même.

Figures 31 (voyez p. 267).

Loi de la variation de la pression barométrique suivant les différents vents, en divers lieux, dans les latitudes moyennes.

FIGURE 31.

ÉCHELLES. 5 millimètres par chacune des 8 aires de vent, comptées sur l'axe des abscisses, et 5 fois l'excès sur $0^{m},75$ de la hauteur barométrique comptée sur les ordonnées.

L. Courbe de Londres.
M. *id.* de Middelbourg.
H. *id.* de Hambourg.
C. *id.* de Copenhague.
A. *id.* d'Apenrade.
P. *id.* de Paris.
M. *id.* de Minden.
C. *id.* de Carlsruhe.

FIGURE 31 *bis.*

ÉCHELLE du double de grandeur naturelle pour l'excès de la hauteur barométrique sur le nombre constant $0^{m},75$, excès compté sur la direction de chacune des 8 aires de vent principales. Cette figure est la *rose barométrique des vents pour Paris.*

p. Courbe du printemps.
e. *id.* de l'été.
a. *id.* de l'automne.
h. *id.* de l'hiver.
A. *id.* de l'année.

FIGURE 31 *ter.*

La même rose des vents sous une forme différente, moins expressive, adoptée par M. Mahlmann dans l'ouvrage déjà cité. (*Voyez* page 23.)

h. Cercle de l'hiver.
p. *id.* du printemps.
e. *id.* de l'été.
a. *id.* de l'automne.
A. *id.* de l'année.

Il est facile de voir que l'on pourrait mettre la loi de la variation de la pression barométrique en un certain lieu, suivant les vents, sous une quatrième forme qui serait celle d'un plan topographique. Il suffirait, pour cela, de prendre, comme coordonnées sur le plan de projection, les intervalles des aires de vent et ceux des saisons, et d'y rapporter les projections des lignes d'égale pression barométrique.

Un plan coté de ce genre serait encore plus satisfaisant, si les intervalles entre les saisons y étaient divisés en mois.

Figure 32 (voyez p. 271).

Loi de la variation de la hauteur horaire du baromètre, par les différents vents, au-dessus ou au-dessous de la moyenne générale à la même heure. (Série de 4 ans d'observation.)

ÉCHELLES. 5 millimètres pour 2 heures comptées sur l'axe des abscisses et pour chacune des 8 aires principales de vent mesurées sur les ordonnées.

Les courbes d'égale variation de hauteur sont tracées dans l'intérieur du cadre. Leurs cotes expriment des millimètres au-dessus ou au-dessous de la moyenne; ces dernières avec le signe —.

Il n'y a que deux lignes de pente pour la portion de la journée comprise dans le plan topographique. L'une, perpendiculaire à la ligne des vents, fait connaître la direction des vents auxquels correspondent les plus forts abaissements de la journée suivant les heures; cette direction, dans la figure, varie du sud-ouest au sud. L'autre fait connaître à quelle heure de la journée correspond la plus petite hauteur que détermine chaque vent.

Figure 33 (voyez p. 273).

Loi de la variation des différences de niveau calculées par le baromètre entre Halle et trois autres villes, par différentsvents. (3 années d'observation.)

ÉCHELLES. 5 millimètres pour chacune des 4 principales aires de vent comptées sur les abscisses; et 1 millimètre pour 4 mètres de différence de niveau, comptés sur les ordonnées.

B. Courbe de Berlin.
P. *id.* de Paris.
Z. *id.* de Zurich.

Figure 34 (voyez p. 287).

Variation de hauteur du baromètre à Berlin, par la pluie, suivant les vents.

ÉCHELLES. 5 millimètres pour chacune des 4 principales aires de vent comptées sur les abscisses, et grandeur naturelle pour les hauteurs mesurées sur les ordonnées, en retranchant constamment $0^m,740$.

Figure 35 (voyez p. 289).

Variation du baromètre à Stockholm, au-dessus et au-dessous de la moyenne, aux approches de la pluie, par différents vents.

ÉCHELLES. 5 millimètres pour chacune des 4 aires de vent principales comptées sur les abscisses, et le quintuple de grandeur naturelle, pour la variation de pression barométrique mesurée sur les ordonnées.

a. Courbe du jour avant la pluie.
p. *id.* *id.* de pluie.

Figure 36 (voyez p. 293).

Variation de température entre Halle et le Brocken, par différents vents, en moyenne, et les jours de pluie.

ÉCHELLES. 5 millimètres pour chacune des 4 principales aires de vent comptées sur les abscisses; 1 millimètre par degré pour les différences de température comptées sur les ordonnées.

m. Courbe de la moyenne générale.
p. *id.* des jours de pluie.

Figure 37 (voyez p. 295).

Variations simultanées dans la hauteur du baromètre et du thermomètre, pendant la tempête du 14 au 15 janvier 1827, à Halle.

Échelles. 3 millimètres pour 4 heures comptées sur l'axe des abscisses; 3 millimètres pour 2 millimètres de hauteur au-dessus de $0^{m},720$, comptée sur les ordonnées de la courbe B du baromètre, et 15 millimètres par 4 degrés de température comptés sur les ordonnées de la courbe T du thermomètre.

Figure 38 (voyez p. 319).

Variation du nombre des pluies négatives avec la direction du vent.

Échelles. 7 millimètres et demi pour chacune des 4 aires principales de vent comptées sur les abscisses; 4 millimètres trois quarts pour 100 chutes de pluie comptées sur les ordonnées.

s. Courbe suivant Schubler.
h. *id.* *id.* Hemmer.

La droite pointillée a été menée à la distance 100 de l'axe des abscisses. La position des courbes par rapport à cette ligne fait connaître le rapport du nombre des pluies négatives au nombre des pluies positives.

Figure 39 (voyez p. 334).

Nombre relatif des orages, suivant les saisons, en divers pays.

Échelles. 15 millimètres pour l'année comptée sur l'axe des abscisses; 15 millimètres pour 40 orages comptés sur les ordonnées, le nombre des orages qui ont lieu pendant toute l'année étant 100.

H. hiver. — P. Printemps. — E. été. — A. automne.
eee. Courbe de l'Europe occidentale.
sss. *id.* de la Suisse.
aaa. *id.* de l'Allemagne.
e'e'e'. *id.* de l'intérieur de l'Europe.

L'axe des abscisses a été successivement remonté parallèlement à lui-même pour chacune de ces 4 courbes.

Figure 40 (voyez p. 335).

Distribution des orages, suivant les saisons, en différents points de la Scandinavie.

Échelles. 5 millimètres par mois, comptés sur l'axe des abscisses; 10 millimètres par unité du nombre relatif des orages, le nombre total annuel étant supposé de 100.

bbb.	Courbe	de Bergen.
sss.	*id.*	de Sœndmœr.
s's's'	*id.*	de Spydberg.
s''s''s''	*id.*	de Stockholm.
s'''s'''s'''	*id.*	de Skara.

Figure 41 (voyez p. 352).

Nombre des averses de grêle, par heure, suivant les saisons.

Échelles. 5 millimètres par deux heures pour les abscisses, et 1 millimètre par chute de grêle comptée sur les ordonnées.

L'axe des abscisses a été reculé parallèlement à lui-même pour la construction de chacune des courbes.

PPP.	Courbe	du printemps.
EEE.	*id.*	de l'été
AAA.	*id.*	de l'automne.
HHH.	*id.*	de l'hiver.

Figure 42 (voyez p. 353).

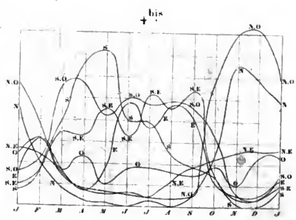
Distribution des averses de grêle dans les quatre saisons, en différents pays.

Échelles. 5 millimètres par saison comptée sur les abscisses; 1 mil-

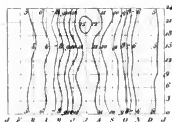
limètre par averse de grêle comptée sur les ordonnées, le nombre total des averses de l'année étant de 100.

AAA. Courbe de l'Angleterre.
FFF. *id.* de la France.
A'A'A'. *id.* de l'Allemagne.
RRR. *id.* de la Russie.

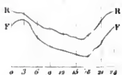
FIN DE L'APPENDICE.

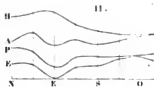

1 bis
N.O
S
S.O
N
S.E
N.E
O
E
J
F
M
A
M
J
J
A
S
O
N
D
J

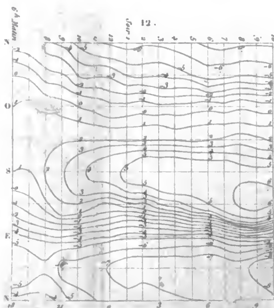





10.
Z'
Z
Z'
Z

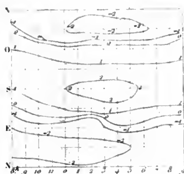

R
F
R
F
0 3 6 9 12 15 18 21 24

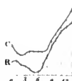

11.
H
A
P
E
N
E
S
O


12.
N
O
S
E
N

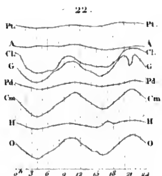

E

18.

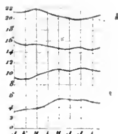

O
S
E
N
8
9
10
11
0
1
2
3
4
5
6
8
9


C
R
0
3
6
9
12

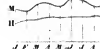
22.


Pt.
A
Cl.
G
Pd.
Cm.
H
O
3
6
9
12
15
18
21
24

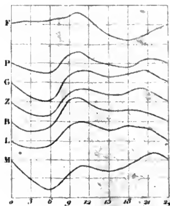
23.

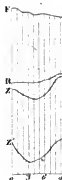

22
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
J F M A M J J A

24.


M
H
J F M A M J J A

25.


F
P
G
Z
B
L
M
0
3
6
9
12
15
18
21
24


F
R
Z
Z
0
3
6
9

31 ter.

moyenne annuelle

33.

37.

35.

39.

42.



